



Modélisation de la dynamique et de l'évolution physico-chimique des gaz volcaniques lors de l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise

Jonathan Durand

► To cite this version:

Jonathan Durand. Modélisation de la dynamique et de l'évolution physico-chimique des gaz volcaniques lors de l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise. Chimie-Physique [physics.chem-ph]. Université de la Réunion, 2016. Français. NNT : 2016LARE0004 . tel-01391461

HAL Id: tel-01391461

<https://theses.hal.science/tel-01391461>

Submitted on 3 Nov 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



École Doctorale de la Réunion

THÈSE DE DOCTORAT

Discipline : Physique

Spécialité : Physique-chimie de l'atmosphère

présentée par

Jonathan DURAND

**Modélisation de la dynamique et de l'évolution
physico-chimique des gaz volcaniques lors de
l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise**

Dirigée par Pierre TULET
Co-dirigée par Jean-Baptiste FILIPPI

Soutenance prévue le 25 mars 2016 devant le jury composé de :

M. Pierre TULET	Directeur de thèse
M. Jean-Baptiste FILIPPI	Co-directeur de thèse
Mme Céline MARI	Rapporteur
M. Andrea DI MURO	Rapporteur
Mme Aline PELTIER	Examinatrice
M. Hassan BENCHÉRIF	Examineur

Table des matières

0.1	Introduction générale	9
0.1.1	Contexte scientifique	9
0.1.2	Enjeux, objectifs et méthodologie	12
0.1.3	Organisation du manuscrit	15
1	Formation, transformation et transport des polluants volcaniques	16
1.1	La pollution atmosphérique provenant d'un volcan effusif	17
1.1.1	Origines de la pollution volcanique	17
1.1.2	Émission de gaz primaire	17
1.1.3	Émission de gaz secondaire	19
1.2	Chimie des polluants volcaniques	20
1.2.1	Mécanismes sur les transformations chimiques des polluants volcaniques	20
1.2.2	Origines et formation des pluies acides	22
1.2.3	Réactions chimiques du dioxyde de soufre (SO_2)	23
1.2.4	Réactions chimiques du dioxyde de carbone (CO_2)	24
1.2.5	Réactions chimiques de l'acide chlorhydrique (HCl)	25
1.3	Contexte météorologique	26
1.3.1	Les circulations synoptiques dans le bassin de l'Océan Indien	26
1.3.2	Les circulations atmosphériques à la Réunion	27
1.4	Cas d'étude : l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise	33
1.4.1	Chronologie de l'éruption	35
1.4.2	Réseau d'observation	37
2	Validation du modèle atmosphérique et tests de sensibilités	45
2.1	Introduction	47
2.2	Description du modèle	47
2.2.1	Le modèle atmosphérique Meso-NH-C	47
2.2.2	Le modèle de surface	48
2.2.3	SURFEX	48
2.2.4	Configuration du modèle	49
2.3	Modeling the lava heat flux during severe effusive volcanic eruption : An important impact on surface air quality	51

2.3.1	Synthèse de l'article	51
3	Développements numériques, estimation et représentation des flux chimiques et thermodynamiques	95
3.1	Contexte général	97
3.2	Développements numériques	97
3.2.1	Paramétrisation de la convection peu profonde à une éruption volcanique	97
3.2.2	Module de chimie multiphasique	99
3.2.3	Présentation de ForeFire	101
3.2.4	Couplage incendie atmosphère	104
3.2.5	Modèles de flux	106
3.3	Représentation surfacique de l'évolution de la coulée de lave	106
3.3.1	Premier mode : propagation simulée	106
3.3.2	Deuxième mode : propagation imposée	114
3.4	Représentation des flux thermodynamiques et chimiques	116
3.4.1	Paramétrisation des flux de chaleur sensibles	117
3.4.2	Paramétrisation du flux de SO ₂	120
3.4.3	Paramétrisation des flux de CO ₂	122
3.4.4	Estimation des flux de vapeur d'eau à la bouche éruptive	123
3.4.5	Estimation des flux de vapeur d'eau pour le panache Laze	124
3.4.6	Estimation des flux de HCL	125
4	Modélisation intégrée de la situation du 2 au 7 avril 2007	127
4.1	Objectifs et méthodologie de l'étude	129
4.1.1	Objectifs	129
4.1.2	Méthodologie	129
4.2	Évolution de la distribution surfacique de la lave et des flux associés	132
4.3	Dynamique et convection au cratère et au-dessus de la lave	133
4.3.1	Stabilité atmosphérique	133
4.3.2	Convection au-dessus de la coulée	138
4.3.3	Précipitations	144
4.4	Distribution régionale et dépôt du SO ₂ et du CO ₂	148
4.4.1	Charge régionale en dioxyde de soufre	148
4.4.2	Concentration de soufre en surface	150
4.4.3	Comparaison avec les stations de l'ORA	154
4.4.4	Émission et dépôt du SO ₂	155
4.4.5	Hauteur d'injection du SO ₂	158
4.4.6	Panache de dioxyde de carbone	158
4.5	Étude du panache Laze	160
4.5.1	Objectifs et verrous	160
4.5.2	Caractérisation du flux de vapeur d'eau et convection associée	160

4.5.3	Flux et transport du HCl	163
4.5.4	Transport à grande échelle et comparaison avec les données Météosat	167
4.6	Interaction entre les 3 types de convection	172
4.6.1	Objectifs et méthodologie	172
4.6.2	Tests de sensibilités - Sans panache Laze	172
4.6.3	Tests de sensibilités - Sans chaleur provenant de la coulée de lave .	174
5	Conclusions générales et perspectives	178
5.1	Conclusions	178
5.2	Perspectives générales	181
A	Annexe	185
A.1	Observation satellitales provenant du capteur OMI dans le bassin de l'océan Indien duran l'éruption	188
A.2	Code source des modèles de flux de ForeFire	190
A.2.1	Flux de SO ₂ à la bouche éruptive	190
A.2.2	Flux de CO ₂	191
A.2.3	Flux de chaleur provenant de la lave	193
A.2.4	Flux de vapeur d'eau dans le panache Laze	195
A.2.5	Flux de HCl dans le panache Laze	197

Remerciements

Cette thèse constitue une riche expérience qui ne peut s'achever sans remercier les personnes qui m'ont encadré, aidé et soutenu au cours de ces trois dernières années. Pourtant il existe une difficulté, celle de n'oublier personne. C'est pourquoi je tiens à remercier par avance ceux dont le nom n'apparaît pas dans cette page.

En premier lieu, je remercie vivement Pierre, mon directeur de thèse, pour la confiance, le soutien et la sympathie qu'il m'a témoigné depuis mon stage de Master II. Sa disponibilité et ses encouragements lors de ce long parcours m'ont permis de mener à bien ce projet. J'espère que cette thèse sera un remerciement suffisant au soutien et à la confiance dont il aura fait preuve en mon égard. Je souhaite remercier chaleureusement Jean-Baptiste Filippi de l'Université de Corse, qui a littéralement transporté mon étude dans une nouvelle dimension. Ton implication malgré la distance qui sépare nos deux îles a contribué au bon déroulement de ma thèse. Merci pour ton hospitalité lors de mes séjours dans cette magnifique île qu'est la Corse.

Merci à toi Soline, pour ta gentillesse exceptionnelle, ta disponibilité sans faille et ton aide précieuse. Car rien n'aurait été possible sans eux, je remercie Delphine Ramalingom, Christine Lac, Juan Escobar, Franck Gabarrot, Rémy Decoupes de leur aide ainsi que Nicolas Villeneuve et Andrea Di Muro pour leurs sympathies et leurs précieuses connaissances dans le domaine de la volcanologie et notamment de ce merveilleux volcan qu'est le Piton de la Fournaise.

Je remercie évidemment les membres du jury, qui ont accepté d'évaluer mon travail. Je remercie les rapporteurs de cette thèse Céline Mari, directrice du laboratoire d'aérodynamique de Toulouse, et Andrea Di Muro, chercheur à l'IPGP, ainsi qu'à Aline Peltier et Hassan Benchérif pour leur participation au jury de thèse.

Merci à vous Hélène et Carole pour votre soutien et les longues discussions depuis maintenant 5 ans. Je ne peux que vous souhaiter bonne continuation dans vos projets. Je remercie les membres du LACy, Nelson, Tahina, Brice, Mohamed, Guillaume, Joyce, Thierry, Éric, Meriem, Jimmy, Anne, Jean-Pierre, Jérôme et Stéphanie d'avoir partagé un petit chemin de ma vie...

Cela va de soi, je remercie avec grande émotion ma famille pour son irremplaçable et inconditionnel soutien. Elle m'a toujours encouragé à aller de l'avant dans la vie malgré la difficulté d'être loin de ses proches. Merci d'avoir été là pour écarter les doutes, soigner les blessures et partager les joies. Merci à toi Florian, à toi Priscillia, à vous Véronique et Jean-Paul... Cette thèse est aussi la vôtre. Merci à toi Agnès, pour m'avoir encouragé et soutenu dans les derniers (et difficiles) mois de thèse.

Je suis arrivé au bout et, mon dernier remerciement ira à mes parents, je leur dédie cette thèse même si aucune dédicace, aucun mot ne pourrait exprimer à leur juste valeur la gratitude et l'amour que je vous porte.

0.1 Introduction générale

0.1.1 Contexte scientifique

Les volcans sont, depuis tout temps, un risque majeur pour les populations vivant à proximité. Pour l'homme, les principales menaces liées au volcanisme sont les nuées ardentes, particulièrement meurtrières, les lahars, qui peuvent recouvrir rapidement les terrains sous un mètre de boue, et les tsunamis, notamment parce qu'ils peuvent frapper des populations situées sur un littoral loin d'un volcan, donc non préparées à ce genre de situation (Blong, 1996; Willinger et al., 2013; Pelinovsky et al., 2004). D'autres manifestations du volcanisme sont également dangereuses pour l'homme : chutes de téphra, glissements de terrain, émanations de gaz toxiques et coulées de lave. Les conséquences du volcanisme sont d'autant plus grandes que la plupart des volcans sont situés dans des pays en voie de développement. Ces pays n'ont généralement pas les moyens de mettre en place une politique de prévision des éruptions et de prévention systématique du risque volcanique (Rosi et al., 1999). Jusqu'au début du XXe siècle, les volcans ont toujours attiré les populations, pour leurs aspects positifs, puisqu'ils sont une formidable source de minéraux divers (soufre, cuivre, or, argent), d'énergie (géothermie, (Armannsson et al., 1987)) et de terrains agricoles fertiles (cendres). Les éruptions volcaniques pouvaient être la cause de grandes famines lorsque les cultures étaient détruites par les coulées ou les cendres, et que le bétail était décimé par les gaz et autres éléments mortels produits par le volcan. Aujourd'hui, les aides extérieures, nationales ou internationales, permettent en partie de limiter ces effets secondaires (Ministère de l'Aménagement du territoire et de l'Environnement, 1989). Ils constituent aussi l'une des sources naturelles les plus importantes de pollution atmosphérique, à la fois pendant et entre les éruptions (Oppenheimer, 2003). La connaissance de ces phénomènes volcaniques comme les émissions volcaniques volatiles dans le temps et dans l'espace, ainsi que leur chimie atmosphérique et leurs effets physiques et radiatifs, est essentielle pour de nombreux domaines en science de l'atmosphère. Les volcans se manifestent par différents types d'éruptions, on distingue :

- Les volcans « rouges » caractérisés par des éruptions effusives relativement calmes et émettant des laves fluides sous la forme de coulées parfois pâteuses, à des températures de 900°C à 1200°C. On parle de type hawaïen, en référence aux volcans d'Hawaï : Kilauea, Mauna Loa.
- Les volcans « gris » caractérisés par des éruptions explosives et émettant des laves pâteuses et des matériaux à haute température, mais en grande partie solide appelés « téphra », libèrent une grande masse de particules, parfois jusqu'à la stratosphère. Un des risques majeurs provenant des éruptions explosives est l'apparition de nuées ardentes. Ces dernières sont un mélange de constitué de gaz brûlants transportant des roches à plus de 800°C, les téphras, typiques d'un volcanisme explosif. On les classe en types strombolien, vulcanien, plinien, péléen, surtseyen.

Ces deux types de volcans impactent l'atmosphère très différemment l'écosystème environnant. Des éruptions volcaniques de type explosif telles que celles du El Chichon (Mexique) en 1982 (Pollack et al., 1983; Hoffman, 1987) et du mont Pinatubo en 1991 (McCormick

et al., 1995; Fiocco et al., 1996; Robock, 2002), ont surtout influé sur le climat en raison de l'impact radiatif et chimique des panaches d'aérosols injectés dans la stratosphère (Solomon, 1999; Robock, 2000, 2002).

En revanche, l'impact des éruptions volcaniques de type effusif sur le climat, la troposphère et sur l'environnement reste méconnu alors que les rejets associés à ces éruptions émettent annuellement plus de polluants que les éruptions explosives beaucoup plus rares (Mather et al., 2003). De nombreuses réactions chimiques d'oxydation rentrent en jeu lors de l'émission de certains gaz d'origine volcanique (soufre, chlore...), et ces derniers se transforment en acides (sulfurique, chlorhydrique...), pouvant interagir avec la phase aérosol par nucléation et/ou condensation. Ces aérosols volcaniques troposphériques jouent un rôle important dans le rayonnement atmosphérique, de façon directe par rétrodiffusion et absorption des rayonnements de courte longueur d'onde, et de façon indirecte par modification de la couverture nuageuse et des propriétés des nuages (Lesouef, 2010; Hobbs et al., 1982; Albrecht, 1989; Kaufman et al., 2000; Yuan et al., 2011b,a). Les aérosols volcaniques troposphériques et les composés gazeux, plus spécialement le dioxyde de soufre et les acides (sulfurique, chlorhydrique, fluorhydrique...), sont sources de risques pour les écosystèmes terrestres et la santé, et ceci sur des échelles locales voire régionales (Bhugwant et al., 2009; Baxter et al., 1982; Mannino et al., 1996; Allen et al., 2000; Delmelle et al., 2001).

Les cas les plus tragiques sont bien moins nombreux que pour les éruptions de types explosifs, cependant elles restent non-négligeables : en 1783, l'émanation de gaz provoquée par l'éruption du volcan Laki en Islande va décimer environ 20% de la population islandaise par famine dans l'année qui suit, ainsi que 80% des moutons, 50% des bovins et 50% des chevaux à cause de la fluorose dentaire ou osseuse provoquée par les 8 millions de tonnes d'acide fluorhydrique rejeté (Thordarson and Self, 2003). Plus récemment, le 21 août 1986 au Cameroun, l'émanation de CO₂ provenant du lac au sein du cratère Nyos a libéré un nuage létal de gaz carbonique, qui asphyxia 1 746 personnes (Kling et al., 1987). Par ailleurs la crise récente dans le domaine du transport aérien générée par l'éruption en mai 2010 du volcan islandais Eyjafjöll (Seifert et al., 2011) a montré que les éruptions volcaniques pouvaient causer des perturbations graves avec de sérieuses implications économiques (perte estimée à 4.7 milliards d'euros, Economics (2010)). Cet épisode a aussi démontré la nécessité de mettre en place des systèmes de surveillance et de prévision des panaches volcaniques aptes à prédire les concentrations de poussières volcaniques, leur distribution en taille ainsi que leurs caractéristiques physico-chimiques (granulométrie, composition).

Notre étude portera sur un volcan de type effusif, plus précisément sur le Piton de la Fournaise, à l'île de la Réunion. Cette dernière, née il y a 3 millions d'années lors de l'émersion d'un gigantesque volcan, se situe au milieu de l'océan Indien par 21.06° latitude sud et 55.32° de longitude est. Elle présente sur ses 2512 km⁻² une variété unique de reliefs et de paysages dont le Piton des Neiges (3071m) en est le point le plus élevé.



FIGURE 1 – *Position géographique de la Réunion dans l’océan Indien*

Cette île volcanique peut être décomposée en deux zones géologiques bien distinctes.

- La plus ancienne, représentée par le Piton des Neiges, est encerclée par 3 cirques (Salazie, Mafate, Cilaos).
- La plus récente, s’étendant encore de nos jours grâce aux nombreuses éruptions du Piton de la Fournaise (2600m), est le lieu de notre étude.

Le volcan du Piton de la Fournaise, situé au sud-est de l’île de La Réunion, fait partie des volcans les plus actifs au monde, avec le Kilauea, le Stromboli ou l’Etna. Depuis 1998, une ou plusieurs éruptions se produisent chaque année avec un dégazage notable de dioxyde de soufre (SO_2) (Staudacher et al., 2009; Bhugwant et al., 2009). Il est aussi l’un des volcans les plus étudiés et les plus surveillés depuis 25 ans grâce à l’Observatoire Volcanique du Piton de la Fournaise (OVPF), installé à Bourg-Murat. L’OVPF possède désormais un réseau de sismomètres afin de prévoir puis d’analyser le comportement du Piton de la Fournaise. Seule une attention réduite était portée aux dangers potentiels du panache de gaz et de poussières exhalés lors des éruptions du Piton de la Fournaise. L’éruption d’avril 2007, d’une ampleur exceptionnelle, a montré que des panaches fortement chargés en dioxyde de soufre (SO_2), en acides ainsi qu’en fines particules de lave (cheveux de Pélé) et cendres volcaniques, pouvaient impacter directement des zones très rapidement.

La forte émission de SO_2 dans la troposphère lors de cette éruption a été quantifiée à environ 232kT de soufre par Tulet and Villeneuve (2010) et confirmée par une étude pétrologique Di Muro et al. (2014). Cette émission en gaz a été accompagnée par des cendres volcaniques (effondrement du cratère Dolomieu) ainsi que par des particules d’aérosols non identifiées. La population vivant à proximité de la zone d’éruption, comme au Tremblet, a observé un fort dépôt de cendres et lapilli (petite pierre), et a respiré du gaz sulfuré et des vapeurs acides en concentration importante. L’Observatoire Réunionnais de l’Air, grâce à

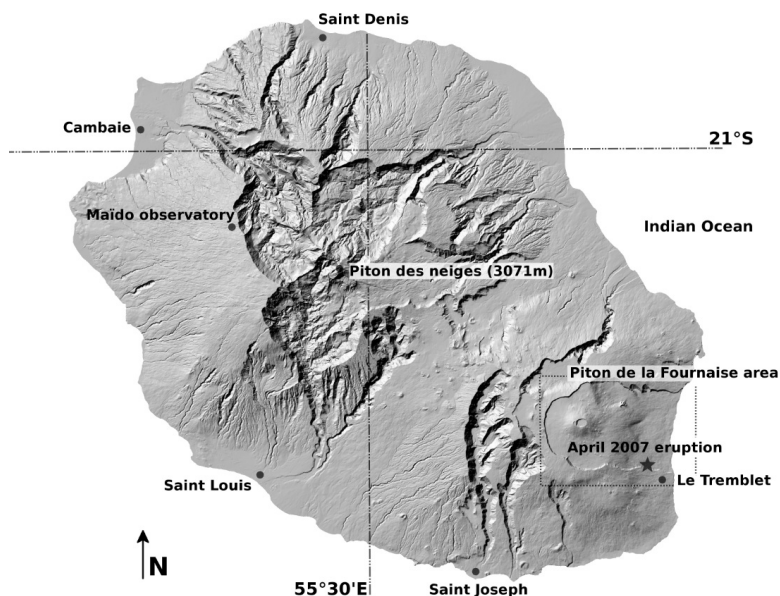


FIGURE 2 – *Lieux remarquables de l'île de la Réunion*

des capteurs mobiles, à mesuré les jours suivants des concentrations en surface extrêmement élevées de l'ordre de $2500\mu g\ m^{-3}$ de SO_2 près du Tremblet. De plus, l'ORA a mesuré dans les villes du sud et du sud-ouest de l'île de La Réunion des concentrations de SO_2 supérieures à $600\mu g\ m^{-3}$ comme à Saint-Pierre (68900 habitants), Saint-Louis (43500 habitants) et Saint-Paul (87700 habitants) et des filaments de roches volcaniques (cheveux de Pélé) ont été observés sur l'ensemble de l'île. Ces maximums de concentrations de soufre ont été mesurés le 4 avril entre 12h et 17h selon les localités. Ces observations ne sont pas reliées aux maximums de sismicité et de flux de SO_2 mis en avant par (Tulet and Villeneuve, 2010). Comme avec la dernière éruption de mai 2015, les mesures de l'ORA montrent que même pour de plus petites éruptions les dépassements des seuils d'information ou d'alerte pour les teneurs en soufre sont fréquemment dépassés dans certaines villes de l'île, ou dans les hauts de l'île.

0.1.2 Enjeux, objectifs et méthodologie

0.1.2.1 Enjeux, verrous et objectifs

L'éruption du Eyjafjallajökull en Islande en 2010 a montré comment un événement volcanique sporadique pouvait toucher indirectement les habitudes de millions de personnes. A chaque éruption, les panaches volcaniques représentent des risques environnementaux, économiques et sociaux en raison du manque de connaissances sur leurs évolutions physico-chimiques. L'amélioration de la connaissance, la quantification et la modélisation de leurs impacts est un défi pour les scientifiques et les acteurs sociétaux. L'atténuation de

ces crises volcaniques repose sur la communication et les interactions entre les différentes communautés scientifiques : la volcanologie, la télédétection et la physique atmosphérique. Les prévisions à moyenne échelle et synoptiques d'un panache volcanique nécessitent des paramètres en entrée du modèle suffisamment précis pour l'initialisation de la hauteur d'injection des polluants (débits, compositions chimiques, dimensions et densité des particules solides, météorologie locale), et des capacités de modélisation importantes (transport, microphysique des nuages et transformations chimiques) dont les sorties doivent être évaluées par rapport à plusieurs types d'observations (in situ, aéroportées et spatiales). Ce sujet interdisciplinaire exige des compétences de collecte en volcanologie, physique atmosphérique, chimie et modélisation.

Le défi majeur pour atteindre cet objectif est la mise en place d'un système cohérent de modèles numériques pouvant reproduire les processus microphysiques, de l'échelle locale de la colonne volcanique à l'échelle régionale de la dispersion du panache volcanique par un courant atmosphérique. L'objectif de ce projet est de modéliser les processus éruptifs de surface, les rejets chimiques et thermodynamiques associés et le vieillissement physico-chimique des panaches volcaniques, avec pour cas d'étude, l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise. Le modèle devra prendre en compte les nombreuses réactions chimiques et transformations multiphasiques entre la phase gazeuse et la phase aqueuse. De plus, le modèle devra reproduire les processus à petites échelles (convection dans la zone d'éruption), et être capable de transporter les panaches sur plusieurs centaines de kilomètres. Cependant a-t-on aujourd'hui, avec les paramétrisations introduites dans Meso-NH et dans SURFEX les outils suffisants pour reproduire la phénoménologie d'une éruption volcanique dont les rejets sont généralement de petites échelles et habituellement représentés de manière sous-maille ? Avons-nous les moyens de calculs nécessaires afin de réaliser une simulation multi-échelle, allant de l'échelle synoptique (transport des polluants à échelle régionale), à la représentation des processus microphysiques de l'ordre de la dizaine de mètres (convection, turbulence...) ?

Le premier objectif sera donc de vérifier la capacité du modèle atmosphérique Meso-NH à reproduire à haute résolution (maille la plus fine : 500m de résolution horizontale) de façon satisfaisante les principaux processus dynamiques, chimiques et microphysiques, de la distribution spatiale à une quantification précise des concentrations en soufre et en sulfate à l'échelle de la Réunion. Pour valider les simulations, celles-ci seront comparées avec les observations des concentrations de SO₂ en surface, ainsi que des observations satellitales ou in situ.

La configuration topographique de l'île de La Réunion avec des sommets élevés, des cirques et des vallées abruptes, rend la prévision numérique des circulations atmosphériques à petite échelle particulièrement complexe. Une étude récente menée par [Lesouef \(2010\)](#), a montré qu'une prévision fine du champ de vent sur l'île de La Réunion (canalisations dans les vallées, les courants de retour), nécessitait d'utiliser un modèle numérique dont la résolution horizontale devait être inférieure au kilomètre. À cette complexité météorologique, s'ajoute la difficulté d'estimer les flux de polluants volcaniques ainsi que les flux

sensibles et latents associés aux éruptions. Une étude récente menée sur l'éruption d'avril 2007 (Tulet and Villeneuve, 2010) a permis d'estimer les flux de SO_2 émis. Cependant, les flux thermiques, essentiels, nécessitent une estimation et surtout une représentation spatiale et temporelle suffisamment précise pour reproduire les mouvements verticaux des masses d'air. Avons-nous, malgré le peu d'observation in situ et spatiale suffisamment d'information pour estimer l'ensemble des paramètres ou proxy entrant en jeu dans une éruption volcanique ?

Parmi les autres objectifs de cette thèse, nous essaierons de mieux comprendre, via ces simulations à haute résolution, l'origine du paradoxe temporel observé sur les mesures de l'ORA : pourquoi le maximum de concentration, situé le 4 avril, n'est pas corrélé avec le maximum de flux de SO_2 du 6 avril émis à la sortie de la bouche éruptive ? Il sera aussi intéressant de comprendre la mise en place des différentes convections associées à la fois au flux de chaleur au cratère, au flux de chaleur au-dessus de la coulée de lave, ainsi que la convection générée par la chaleur latente créée pendant la vaporisation de l'eau de mer lors de l'entrée de la lave dans l'océan.

Ce programme de recherche débuté au sein de l'OSU-R comme axe transdisciplinaire entre le LACy, l'OVPF et le LGSR est soutenu par la fédération de recherche OMNCG pour l'amélioration de la gestion des aléas liés au risque volcanique. Le volet modélisation des panaches volcaniques est soutenu par le programme LEFE/Chat depuis 2012 (programme MoPaV) et a permis le développement d'un programme plus large et ambitieux (STRAP) financé par l'ANR (programme blanc pour la période 2014-2018) et le labex ClerVolc. L'un des objectifs de cet ANR en cours est de poursuivre les développements numériques sur les interactions tri-phasiques gaz-aérosols-nuages en s'appuyant sur des campagnes d'observations sur le Piton de la Fournaise et le Stromboli ou l'Etna.

0.1.2.2 Méthodologie

La méthodologie mise en place pour modéliser notre éruption volcanique s'appuie sur une approche combinant les observations et la modélisation. Le modèle utilisé pour ce travail est un modèle de recherche atmosphérique non-hydrostatique : Meso-NH (Lafore et al., 1998). Différentes configurations seront étudiées en fonction de leur coût numérique, du temps de réponse et de la physique utile au projet.

Afin de représenter la coulée de lave, une première simulation sera réalisée en représentant de façon schématique la coulée de lave via le modèle de flux nativement intégré dans Meso-NH : SURFEX. Puis la seconde approche repose sur le couplage entre le modèle Meso-NH et le modèle de propagation d'incendie ForeFire (Filippi et al., 2009) et devra être adapté pour intégrer de façon empirique la dynamique de la coulée de lave, en prenant en compte sa densité, température, viscosité et la nature et topographie du terrain. L'objectif est de représenter de façon réaliste la progression de la coulée et son extension spatiale. Cette étape est aussi critique pour permettre une représentation réaliste des flux de chaleur sensible, latente, ainsi que les flux chimiques à la résolution considérée. Avec ce couplage, nous espérons obtenir un système modèle de coulée de lave/modèle atmosphérique performant et ainsi augmenter le niveau d'automatisation des simulations de transport des polluants

volcaniques.

0.1.3 Organisation du manuscrit

La thèse présentée ici sera décomposée en cinq chapitres :

- Le premier chapitre est consacré à la présentation générale de l'étude. Il permettra de situer premièrement le contexte volcanique, en expliquant les origines et la nature des polluants volcaniques. Les divers mécanismes et transformations chimiques des polluants essentiels à la bonne compréhension de cette étude seront par la suite exposés. Un point sera donné sur le contexte météorologique : en faisant une description des principaux mouvements atmosphériques à l'échelle du bassin Indien, puis plus localement par les nombreuses perturbations, et donc écoulements, générés par l'orographie marquée de la Réunion. Enfin, la dernière partie de ce chapitre rappellera les éléments clés et la chronologie de l'éruption d'avril 2007. Cette éruption, la plus importante depuis des décennies, sera le cas d'étude utilisé pour mener à bien ce projet.
- Le deuxième chapitre aura pour but de reproduire par modélisation numérique la dynamique physico-chimique du soufre entre le 2 et 8 avril, de la distribution spatiale à une quantification des divers flux nécessaires à la bonne dispersion des polluants. Puis, la modélisation sera effectuée avec le modèle atmosphérique Meso-NH, ainsi que SURFEX pour la représentation schématique de la coulée de lave. Deux études de sensibilité seront menées pour évaluer l'importance des flux de chaleur sur la convection au-dessus de la zone d'éruption, et donc de la distribution verticale et horizontale de ces polluants volcaniques. La deuxième étude de sensibilité concernera l'influence de l'activation de la chimie en phase aqueuse sur les concentrations en surface lors du maximum d'intensité de l'éruption.
- Le troisième chapitre expliquera les développements numériques réalisés au cours de la thèse afin d'améliorer la simulation obtenue au chapitre 2. Une attention sera portée à l'estimation des flux chimiques et thermodynamiques, ainsi que leur représentation dans l'ajout d'un modèle de surface dynamique complémentaire à SURFEX. Ce modèle numérique, ForeFire, permet notamment d'obtenir une représentation temporelle et surfacique de la coulée de lave proche des observations. Le modèle d'émission de flux associé à ForeFire permet d'automatiser et de mieux gérer tout flux chimique ou thermique provenant de l'éruption, et de réaliser des bilans off-line.
- Le quatrième chapitre de cette étude consistera à réaliser une simulation de référence finale. Cette dernière comportera l'ensemble des développements réalisés au cours de cette thèse, et une analyse particulière sera apportée sur la mise en place des différentes convections (cratère, coulée de lave et panache Laze), ainsi que sur la formation d'acide sulfurique (H_2SO_4) et de pluies acides.
- Enfin, le dernier chapitre permettra de conclure et d'exposer les perspectives associées à ce projet ainsi qu'à l'ANR STRAP en cours de réalisation.

Chapitre 1

Formation, transformation et transport des polluants volcaniques

Sommaire

1.1	La pollution atmosphérique provenant d'un volcan effusif	17
1.1.1	Origines de la pollution volcanique	17
1.1.2	Émission de gaz primaire	17
1.1.2.1	Le dioxyde de soufre (SO ₂)	17
1.1.2.2	Le dioxyde de carbone (CO ₂)	18
1.1.2.3	L'acide chlorhydrique (HCl) à la bouche éruptive	18
1.1.2.4	Le fluor (HF)	19
1.1.2.5	Le sulfure d'hydrogène (H ₂ S)	19
1.1.3	Émission de gaz secondaire	19
1.1.3.1	L'acide chlorhydrique (HCl) provenant du panache Laze	19
1.2	Chimie des polluants volcaniques	20
1.2.1	Mécanismes sur les transformations chimiques des polluants volcaniques	20
1.2.2	Origines et formation des pluies acides	22
1.2.3	Réactions chimiques du dioxyde de soufre (SO ₂)	23
1.2.4	Réactions chimiques du dioxyde de carbone (CO ₂)	24
1.2.5	Réactions chimiques de l'acide chlorhydrique (HCl)	25
1.3	Contexte météorologique	26
1.3.1	Les circulations synoptiques dans le bassin de l'Océan Indien	26
1.3.2	Les circulations atmosphériques à la Réunion	27
1.3.2.1	Brise de mer et brise de terre	27
1.3.2.2	Effet de l'orographie sur la circulation des vents à la Réunion	29
1.4	Cas d'étude : l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise	33
1.4.1	Chronologie de l'éruption	35
1.4.2	Réseau d'observation	37
1.4.2.1	Observations in situ	37
1.4.2.2	Observations satellitales	40

1.1 La pollution atmosphérique provenant d'un volcan effusif

1.1.1 Origines de la pollution volcanique

Le magma contient des gaz dissous qui sont libérés dans l'atmosphère lors des éruptions volcaniques. Les gaz provenant de la lave en fusion sont libérés soit en dessous de la surface terrestre, par exemple lors d'une intrusion, soit lorsque le fluide magmatique atteint l'atmosphère. Dans les deux cas, les gaz peuvent s'échapper dans l'atmosphère en continu à partir du sol, des cheminées volcaniques, fumerolles, et des systèmes hydrothermaux (Sigurdsson et al., 2015).

En profondeur, sous la pression élevée des roches environnantes, les gaz volcaniques sont dissous dans la roche en fusion. Lors de l'ascension du magma vers la surface, où la pression environnante est plus faible, les gaz commencent à se former en petites bulles au sein du fluide magmatique. Le volume croissant pris par les bulles de gaz rend le magma moins dense que la roche environnante, ce qui permet au magma de poursuivre son ascension. Plus près de la surface, l'augmentation croissante du nombre et de la taille des bulles de gaz créées alors la formation d'une mousse de magma (Sparks, 2003). Les bulles de gaz en expansion rapide dans la mousse peuvent conduire à des éruptions explosives, avec émission de morceaux de roche volcanique connue sous le nom de téphra volcanique. Dans le cas contraire, une coulée de lave sera générée.

Le gaz le plus abondant généralement libéré dans l'atmosphère à partir des systèmes volcaniques est la vapeur d'eau (H_2O), suivie par le dioxyde de carbone (CO_2) et de dioxyde de soufre (SO_2). Les volcans libèrent aussi de plus faibles quantités d'autre gaz, notamment de l'hydrogène sulfuré (H_2S), du dihydrogène (H_2), du monoxyde de carbone (CO), de l'acide chlorhydrique (HCl), du fluorure d'hydrogène (HF), et de l'hélium (He) (Evans and Staudacher, 2001; Dubosclard et al., 2004).

Les gaz volcaniques qui constituent le plus grand danger potentiel pour les personnes, les animaux, l'agriculture et les propriétés sont le dioxyde de soufre, le dioxyde de carbone, et le fluorure d'hydrogène. Localement, le dioxyde de soufre peut entraîner des pluies acides et une pollution de l'air suivant le flux atmosphérique à proximité du volcan. Globalement, les grandes éruptions explosives qui injectent un volume énorme d'aérosols de soufre dans la stratosphère peuvent conduire à des températures de surface plus faibles et de promouvoir appauvrissement de la couche d'ozone de la Terre (Stenchikov et al., 2002).

1.1.2 Émission de gaz primaire

1.1.2.1 Le dioxyde de soufre (SO_2)

Les effets du SO_2 sur la population et l'environnement varient largement en fonction de (1) la quantité de gaz que le volcan émet dans l'atmosphère ; (2) si le gaz est injecté dans la

troposphère ou la stratosphère ; et (3) les conditions météorologiques et la dynamique atmosphérique de dispersion des polluants. Le dioxyde de soufre (SO_2) est un gaz incolore (voire légèrement bleuté) à odeur âcre qui irrite la peau, les tissus et les muqueuses des yeux et les voies respiratoires supérieures et les bronches (Blong, 1984; Hathaway et al., 1991). L'Organisation mondiale de la santé recommande une concentration inférieure à 0,5 ppm sur 24 heures ou 2 ppm sur 10 minutes pour une exposition maximale. Une concentration de 6-12 ppm peut provoquer une irritation immédiate du nez et de la gorge ; 20 ppm peuvent causer une irritation des yeux ; alors que 50 ppm sur une dizaine de minutes peuvent conduire à des spasmes du larynx avec risque d'étouffement (GTZ, 1992).

La grande éruption explosive du mont Pinatubo, le 15 juin 1991, a expulsé 3 à 5 km^3 de magma dacite et injecté environ 20 millions de tonnes de SO_2 dans la stratosphère (Self et al., 1996). Les aérosols de soufre ont entraîné un refroidissement de la température à la surface de la Terre de l'ordre de 0,5-0,6°C dans l'hémisphère nord (Dutton and Christy, 1992). Les aérosols sulfatés ont également accéléré les réactions chimiques dans l'atmosphère qui, combinés avec la forte présence des chlorofluorocarbones d'origine humaine (CFC), ont conduit à la destruction de l'ozone stratosphérique et ainsi engendré les plus faibles niveaux d'ozone jamais observés dans l'atmosphère (Stenchikov et al., 2002).

Au volcan Kilauea, les éruptions effusives rejettent environ 0,0005 km^3 /jour (500 000 m^3) de magma basaltique et environ 1000 tonnes de SO_2 par jour dans la basse troposphère (Nelson and Sewake, 2008). Dans la zone sous le vent de l'éruption, les pluies acides et la pollution de l'air deviennent des problèmes persistants pour l'écosystème. La flore en contact avec les polluants soufrés souffre rapidement de maladies diverses et variées et est, de façon générale, très sensible à une exposition même à de faibles concentrations (quelques ppm) en dioxyde de soufre. (Sutton and Elias, 1993; Longo et al., 2008; Longo, 2009; Nelson and Sewake, 2008).

1.1.2.2 Le dioxyde de carbone (CO_2)

Les volcans libèrent plus de 130 millions de tonnes de CO_2 dans l'atmosphère chaque année, ce qui représente environ 1% des émissions annuelles anthropiques (Morner and Etiope, 2002). Ce gaz incolore et inodore ne pose généralement pas un danger direct pour la vie, car il est très vite dilué lors d'éruptions épisodiques. Mais dans certaines circonstances, les concentrations en CO_2 peuvent atteindre des niveaux mortels pour les personnes et les animaux. Le dioxyde de carbone est plus lourd que l'air et le gaz peut circuler facilement dans des zones de faible altitude ; respirer l'air avec plus de 30% de CO_2 peut rapidement induire une perte de conscience et entraîner la mort (Damen et al., 2006). Ainsi, lors d'éruption volcanique il est important d'éviter les zones confinées et les zones basses à proximité de l'éruption qui pourraient être des pièges à CO_2 .

1.1.2.3 L'acide chlorhydrique (HCl) à la bouche éruptive

Le chlore gazeux est émis par les volcans sous la forme d'acide chlorhydrique (HCl). L'exposition au gaz irrite les muqueuses des yeux et des voies respiratoires. Des concentra-

tions supérieures à 35 ppm peuvent causer une irritation de la gorge après une courte exposition ; au-delà de 100 ppm peuvent se produire des oedèmes pulmonaires et des spasmes du larynx (Kamrin, 1992). Il provoque aussi des pluies acides puisque l'acide chlorhydrique est extrêmement soluble en phase aqueuse et se condense donc très facilement dans les gouttelettes d'eau (c'est un "acide fort" : il se dissocie aisément pour donner des ions H^+) (Heggie et al., 2009).

1.1.2.4 Le fluor (HF)

Le fluor est un gaz jaune pâle qui se fixe aux particules fines des cendres, de l'herbe, et se dépose à la surface de l'eau. L'exposition au fluor, puissant irritant caustique, peut provoquer une conjonctivite, une irritation de la peau, la dégénérescence des os et de taches sur les dents (Ozsvath, 2009). L'excès de fluor est une cause importante de décès et de maladies chez le bétail pendant les éruptions volcaniques, lors des dépôts de cendres. L'empoisonnement du bétail se produit lorsque la teneur de fluor sur l'herbe sèche dépasse les 250ppm, ce qui représente seulement une fine épaisseur de cendre inférieure au millimètre. De petites quantités de fluor peuvent être bénéfiques, mais l'excès de fluor provoque la fluorose, une affliction qui finit par tuer les animaux en détruisant leurs os. Il favorise également les effets des pluies acides en aval des volcans, tout comme le HCl (Blong, 1984).

1.1.2.5 Le sulfure d'hydrogène (H_2S)

Le sulfure d'hydrogène H_2S est un gaz dont le nom officiel est sulfure d'hydrogène. Il est produit dans la nature par l'activité volcanique et par les bactéries. Son odeur putride est détectable dès 0,02 ppm dans l'air et il provoque une anesthésie olfactive vers 150 ppm (Hansell and Oppenheimer, 2004). À cette concentration, les effets sur la santé sont irréversibles en dix minutes. C'est une toxicité comparable à celle du cyanure d'hydrogène HCN.

1.1.3 Émission de gaz secondaire

Les gaz secondaires ne sont pas émis directement dans l'air, mais se forment dans l'air suite à la réaction ou à l'interaction des polluants primaires ou par photosynthèse.

1.1.3.1 L'acide chlorhydrique (HCl) provenant du panache Laze

Un autre type de libération de gaz se produit lorsque les coulées de lave atteignent l'océan. La chaleur extrême de la lave en fusion bout et vaporise l'eau de mer, ce qui conduit à une série de réactions chimiques. L'ébullition et les réactions produisent un grand panache blanc, connu sous le nom de panache Laze pour lava haze, contenant un mélange d'acide chlorhydrique et d'eau de mer concentrée (Keszthelyi et al., 2003). Ce type d'émission reste un phénomène local de courte durée qui touche seulement les personnes ou la végétation

directement en contact avec ce panache. Les polluants atmosphériques générés par ces réactions chimiques multiphasiques peuvent grandement participer à l'acidification des gouttelettes d'eau présentes dans l'eau nuageuse, et donc in fine, aux pluies acides (Staudacher et al., 2009; Bhugwant et al., 2009; Keszthelyi et al., 2003).

1.2 Chimie des polluants volcaniques

1.2.1 Mécanismes sur les transformations chimiques des polluants volcaniques

Les transformations physico-chimiques se déroulant dans la troposphère jouent un rôle essentiel sur la composition de l'atmosphère. La quasi-totalité des espèces émises dans l'atmosphère est en effet éliminée par réactions chimiques (Seinfeld and Pandis, 2006). Ces processus contrôlent donc le temps de vie de ces espèces dans le réservoir atmosphérique. Ce sont donc ces transformations chimiques qui sont à l'origine de certains polluants qui ne sont pas émis directement dans l'atmosphère, comme l'acide sulfurique ou chlorhydrique. L'atmosphère est un milieu oxydant et les transformations conduisent donc, pour l'essentiel, à une oxydation progressive des éléments : du carbone en CO_2 , de l'hydrogène en H_2O , de l'azote en HNO_3 , du soufre en H_2SO_4 etc (Sportisse, 2008). Ces oxydations se déroulent principalement dans la troposphère. Le terme de "capacité oxydante de la troposphère" est communément utilisé en référence à la vitesse des mécanismes d'oxydation (Mégie, 1996). Du point de vue des bilans, l'oxydant principal mis en jeu est l'oxygène moléculaire O_2 (Ricklefs and Miller, 2005). Les processus impliqués pouvant créer de nouveaux constituants dans l'atmosphère sont de nature très diverse, par exemple l'oxydation radicalaire (radical OH) en phase gazeuse initiée par le rayonnement solaire, l'oxydation en phase aqueuse au sein des gouttelettes nuageuses ou encore la chimie hétérogène à la surface des aérosols. Cette diversité de processus, souvent étroitement couplés, génère un ensemble d'une grande complexité. Par exemple, pour la seule oxydation des composés organiques dans la phase gazeuse, on connaît aujourd'hui plusieurs milliers de réactions pertinentes. De plus, ces transformations impliquent des échelles de temps (donc d'espace) extrêmement variables, depuis quelques fractions de seconde pour les espèces les plus réactives à plusieurs années pour les moins réactives (Destriau et al., 1981). Face à cette complexité, la modélisation s'est ainsi rapidement imposée comme un outil indispensable, tant pour son rôle diagnostique (exploitation et interprétation des données de "terrain" ou de laboratoire) que pour son rôle pronostique (prévision des évolutions, études d'impact des polluants d'origine diverse dont volcanique, développement de stratégie de réduction des émissions...).

Mécanismes en phase gazeuse :

L'oxydation signifie « combinaison avec l'oxygène ». En phase gazeuse, les molécules vont, au contact de l'oxygène, s'oxyder une ou plusieurs fois très rapidement. Par la suite, les polluants en phase gazeuse peuvent se déposer sur les bâtiments, la végétation, les sols par processus de diffusion. Les molécules en phase gazeuse peuvent, en présence de particules dans l'atmosphère, nucléées (passe de la phase gazeuse à la phase aérosols). L'absorp-

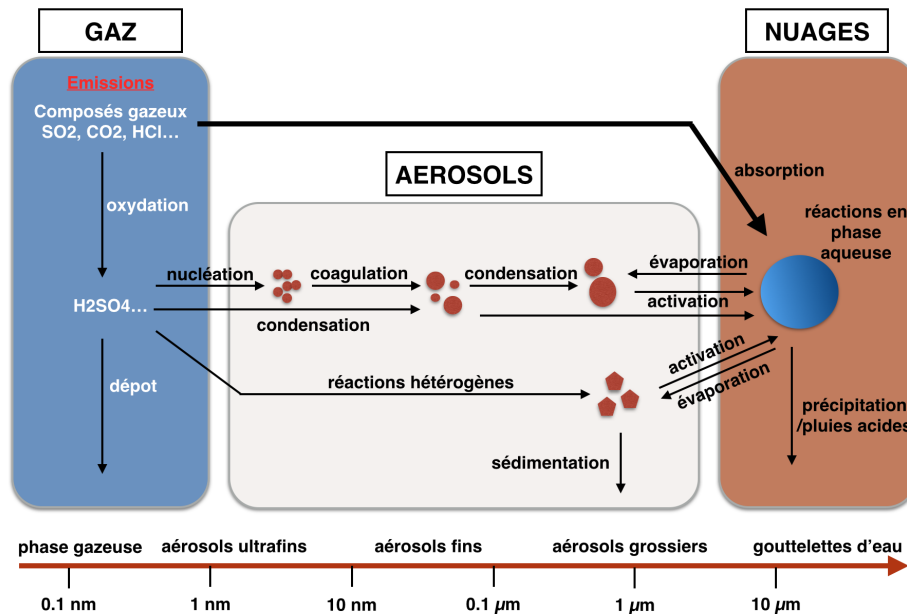


FIGURE 1.1 – Schéma représentant les transformations chimiques homogènes et hétérogènes des polluants volcaniques

tion correspond au lavage du gaz par une solution liquide, souvent aqueuse. L'absorption se produit lorsqu'un polluant en phase gazeuse est en contact avec une phase aqueuse dans laquelle ce polluant est soluble (Cadours, 1998).

Mécanismes dans les aérosols :

Il existe deux grandes familles d'aérosols :

- Les aérosols primaires : émis directement dans l'atmosphère sous forme de particules (poussières désertiques, cendres volcaniques, sels marins...)
- Les aérosols secondaires : produits par l'oxydation de précurseurs gazeux.

Les aérosols se distinguent des gouttes de nuage par des diamètres beaucoup plus faibles, de quelques nanomètres à, au plus, quelques dizaines de micromètres, ainsi que par des mélanges chimiques concentrés (figure 1.1). La nucléation désigne la formation de nouvelles particules par agrégation de plusieurs molécules à l'état gazeux et peu ou pas volatile. Lorsque l'agrégat atteint une taille critique, qui se situe généralement entre 1 et 3 nanomètres, il devient thermodynamiquement stable, et donc susceptible de grossir par condensation et coagulation (Devilliers, 2012). La nucléation est dite homogène lorsqu'elle se produit à partir des seuls composés gazeux de l'air et hétérogène lorsqu'elle est catalysée par un matériau condensé préexistant (poussière, surface...). Une fois une masse obtenue par accumulation suffisamment importante, le processus de sédimentation permet aux aérosols de se déposer à la surface par simple gravité (Fuchs, 1989). L'intérêt scientifique pour les aérosols est motivé tout d'abord par les craintes quant à leur possible impact sur la santé

publique, notamment du fait de l'inhalation des particules fines. Une seconde raison est l'interaction entre aérosols et phase gazeuse. Les mécanismes d'oxydation de la chimie en phase gazeuse conduisent à la formation d'espèces fortement polarisées et de faible pression de vapeur saturante. Ces espèces interagissent avec les aérosols via les processus de condensation/évaporation.

Mécanismes en phase aqueuse :

La phase aqueuse offre un milieu immense pour la réactivité chimique multiphasique. Les réactions en phase aqueuse vont intervenir dans les différentes formes que peut prendre l'eau liquide dans l'atmosphère, et en particulier dans la phase nuageuse (Seinfeld and Pandis, 2006). Les réactions chimiques dans l'atmosphère dépendront donc de la température à la fois pour leur cinétique propre, et pour la quantité d'eau disponible dans l'atmosphère sous forme nuageuse ou autre. Comme en phase gazeuse, les réactions en phase aqueuse sont initiées par la chimie radicalaire, qui induit la formation des acides, comme les radicaux OH, HO₂ et O₂⁻ (Liu, 2011). Elle joue un rôle prépondérant pour l'épuration de l'atmosphère par les dépôts humides sous forme de précipitations et donc permet in fine de diminuer la concentration dans l'air des polluants (Facy, 1960; Sportisse, 2008). Les gaz solubles, ou particules, vont être entraînés par la pluie vers le sol. Le lessivage est un processus important pour les polluants volcaniques, notamment pour la concentration en dioxyde de soufre, très soluble avec les gouttelettes d'eau.

1.2.2 Origines et formation des pluies acides

Le pouvoir qu'à l'eau de dissoudre les molécules de gaz lui permet de se charger en ions jusqu'à en être saturée. L'eau de pluie, au contact de polluants, se charge en gaz dissous. L'acidité de cette eau de pluie est fonction de la quantité de proton H⁺, ou plus précisément au logarithme négatif de la concentration en proton (Nahon, 2008). C'est ce que l'on nomme le pH (potentiel Hydrogène) :

$$pH = -\log[H^+]$$

Les valeurs de ce pH peuvent varier de 0 à 14. Un pH de 7 signifie que le milieu est neutre. Plus la teneur en H⁺ d'une eau est élevée et plus l'eau est acide. La pluie est naturellement, même dans les régions les moins habitées, légèrement acide dû à la présence de dioxyde de carbone dans l'atmosphère, créant des ions H⁺ lors de sa dissolution dans les gouttelettes d'eau. L'eau de pluie naturelle, non polluée, à un pH de 5.6 environ (Kulshrestha et al., 2003). Les pluies acides se forment lorsque des oxydes (carbonés, soufrés, chlorés...) s'associent à l'humidité de l'air pour libérer des acides (carbonique, sulfurique ou chlorhydrique...) qui sont ensuite précipités sous forme de pluies acides dont le pH peut se situer entre 1 et 2 (Edmonds and Gerlach, 2014). Ces acides vont alors réagir plusieurs fois avec les molécules d'oxygène et d'hydrogène, libérant ainsi des ions H⁺.

De nombreuses conséquences sur l'écosystème ont été observées depuis les années 1950 (Rodhe, 1982; Whelpdale et al., 1997) :

I) Les conséquences sur l'eau et la vie des lacs : l'eau paraît plus transparente, car le plancton a disparu. Les poissons respirent mal et les différentes espèces disparaissent (Beamish and Harvey, 1972).

II) Les conséquences sur les matériaux : Lorsque les précipitations lavent l'atmosphère de ses polluants, une grande partie des différents matériaux ou monuments est susceptible d'être dégradée. L'acidification des précipitations entraîne une corrosion des surfaces métalliques (G.F. et al., 1985). L'érosion des voies de chemin de fer limite les trains à une certaine vitesse. La pierre est également atteinte.

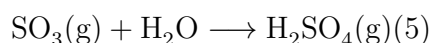
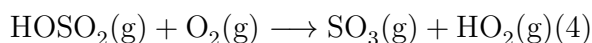
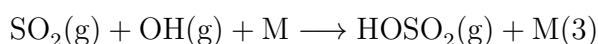
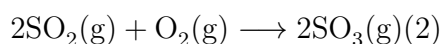
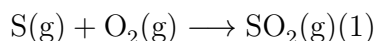
III) Conséquences sur les plantes et les forêts : Les pluies acides participent au dépérissement des forêts (Overrein et al., 1980). Sous l'action des polluants, la perméabilité de la cuticule des feuilles et des aiguilles est modifiée. Pendant de nombreuses années, les dégâts constatés ont essentiellement concerné les résineux (pins, sapins). Aujourd'hui, les symptômes sont les plus visibles sur les arbres âgés (chênes, etc..)

IV) Conséquences sur les sols : Les précipitations acides modifient la composition chimique de certains sols en les acidifiant (Krug and Frink, 1983). Ces effets se traduisent par une perte d'éléments minéraux nutritifs pour les arbres et la végétation. Les sols sableux sont les plus sensibles. Ils deviennent facilement lessivables.

1.2.3 Réactions chimiques du dioxyde de soufre (SO₂)

En phase gazeuse

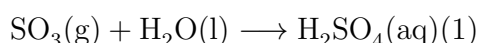
La molécule de soufre, une fois en contact avec le milieu oxydant qu'est l'air, s'oxyde très rapidement avec l'oxygène pour former du dioxyde de soufre (SO₂) (1). Ce dernier va à nouveau s'oxyder avec l'oxygène pour former du trioxyde de soufre (2). L'acide sulfurique est formé en phase gazeuse par une série de réactions qui implique aussi le radical OH (3+4), puis sera hydraté pour donner du H₂SO₄ en phase gazeuse (Seinfeld and Pandis, 2006).



Les deux dernières réactions sont très rapides et la cinétique de la réaction 3 impliquant le radical hydroxyle gouverne la cinétique de formation de l'acide sulfurique. Cette cinétique est environ dix fois moins rapide que celle de l'oxydation de NO₂ par OH. En outre, ce chemin réactif ne mène donc pas à une formation rapide d'acide sulfurique (Longo, 2009).

En phase aqueuse

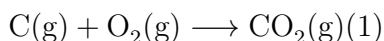
Le SO₂ est un acide fort qui, en solution aqueuse, se dissocie totalement dans l'eau nuageuse. Trois oxydants peuvent convertir SO₂ en sulfate en phase aqueuse : le peroxyde d'hydrogène (H₂O₂), l'ozone (O₃) et l'oxygène (O₂). Issu de l'hydratation du trioxyde de soufre SO₃, lui-même résultant de l'oxydation naturelle du dioxyde de soufre SO₂ dans l'atmosphère terrestre où il est un polluant notoire, l'acide sulfurique est présent dans les pluies acides qui réagit ensuite avec l'eau (1) pour former de l'acide sulfurique (Leriche et al., 2013; Longo, 2009; Seinfeld and Pandis, 2006).



1.2.4 Réactions chimiques du dioxyde de carbone (CO₂)

En phase gazeuse

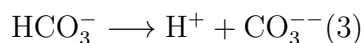
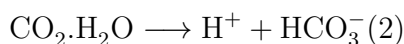
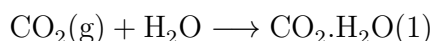
La molécule de carbone, à la sortie de la bouche éruptive, va comme le soufre, s'oxyder très rapidement (1) (Seinfeld and Pandis, 2006).



Une autre source de dioxyde de carbone, indirecte cette fois-ci, est due à la combustion des forêts lors du contact avec la coulée de lave. Cependant, le processus de combustion n'est pas mené à complétion et des composés carbonés non totalement oxydés sont générés lors de la combustion tels que le monoxyde de carbone (CO) (Schimel and Baker, 2002).

En phase aqueuse

Le CO₂ de l'atmosphère se dissout aisément dans l'eau nuageuse. Une fois dissous dans l'eau, le CO₂ va se dissocier en deux fois pour donner des carbonates (HCO₃⁻), des bicarbonates (CO₃²⁻) et des protons lors de chacune de ces réactions de dissociations (Seinfeld and Pandis, 2006) :

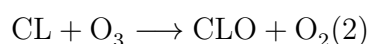
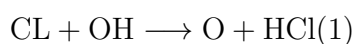


La dissolution du CO_2 va donc créer des protons et entraîner une acidification de l'eau nuageuse. La concentration actuelle du CO_2 , quasi-homogène sur l'ensemble de la Terre, engendre un pH naturel de l'eau nuageuse légèrement acide aux alentours de 5.6 (Kulshrestha et al., 2003).

1.2.5 Réactions chimiques de l'acide chlorhydrique (HCl)

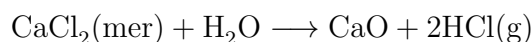
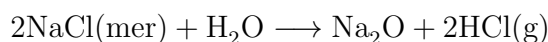
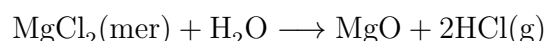
En phase gazeuse

Le chlore est émis principalement par les volcans sous la forme d'acide chlorhydrique (HCl), qui se décompose par la suite en chlore et en monoxyde de chlore (CLO) avec le radical OH (Roberts et al., 2009). Le HCl peut aussi réagir rapidement avec l'ozone (2) (Seinfeld and Pandis, 2006).



En phase aqueuse

Certaines coulées qui sont suffisamment alimentées ou qui proviennent d'éruptions à basse altitude atteignent le rivage et se jettent dans l'océan. Le contact avec l'eau salée provoque un panache de vapeur d'eau condensée et la formation de gaz irritants, notamment d'acide chlorhydrique. Ce panache est couramment nommé Laze, pour Lava Laze (Keszthelyi et al., 2003). Dans le panache Laze, l'acide chlorhydrique (HCl) provient de la décomposition du chlore provenant de l'eau de mer lors de l'ébullition soudaine. Parce que les gaz contenus dans le magma sont en grande partie dégazés au moment où il atteint la mer, la provenance du HCl est ici uniquement alimentée par le chlore de l'eau de mer. Les échantillons analysés au Kilauea ont mis en évidence un pH de 1,5-2,0 dans le panache et une salinité 2,3 fois supérieures à celle de l'eau de mer (Gerlach et al., 1989). Les différentes réactions chimiques créant du HCl lors de l'entrée de la lave en mer sont :



1.3 Contexte météorologique

1.3.1 Les circulations synoptiques dans le bassin de l'Océan Indien

Les mouvements atmosphériques jouent un rôle fondamental dans la distribution spatiale et temporelle des constituants atmosphériques. On distingue habituellement le transport advectif par les mouvements laminaires de l'atmosphère, et les processus à petite échelle tels que les mouvements convectifs associés aux nuages et la turbulence. La connaissance des schémas de circulation des masses d'air dans la couche limite atmosphérique et la troposphère au niveau de l'île est donc essentielle pour comprendre les mécanismes par lesquels s'effectue la dispersion des polluants émis localement.

Les alizés sont des vents provenant des régions intertropicales (entre 30°N et 30°S). Ils se forment grâce au gradient de pression entre les hautes pressions situées dans les zones subtropicales et les basses pressions de la zone équatoriale. Sous l'effet de la force de Coriolis, ces vents sont déviés vers l'est. Au niveau de la circulation mondiale, les alizés constituent la partie en surface de la cellule de circulation méridienne de Hadley (figure 1.2).

La convergence des alizés provenant des deux hémisphères crée alors une zone de convergence tropicale (ZCIT). Cet afflux de masse atmosphérique va générer des mouvements verticaux de grande échelle. Dans ces vastes zones d'ascendance, des foyers convectifs beaucoup plus intenses vont pouvoir se former et caractériser ainsi la ZCIT (Lesouef, 2010).

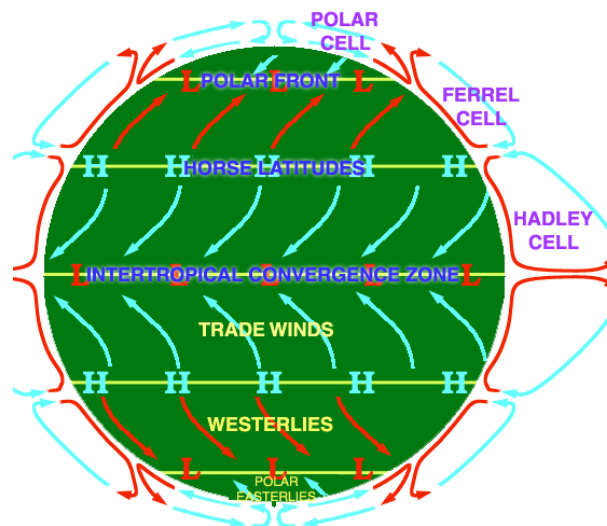


FIGURE 1.2 – Schéma de la mise en place des circulations atmosphériques. La cellule de Hadley participe en latitude au transfert d'énergie des basses latitudes vers les latitudes moyennes

La localisation de la zone de convergence intertropicale oscille en latitude suivant les saisons. Elle suit les mouvements de la zone de maximum de température au sol, correspon-

dant à l'équateur météorologique (EM) et qui découle des mouvements apparents du Soleil, avec une inertie de 6 à 8 semaines. La ZCIT se décale donc vers le nord pendant l'été boréal, et reflue vers le sud pendant l'hiver. On peut aussi noter que cette oscillation saisonnière est dissymétrique du fait de la plus grande surface continentale de l'hémisphère boréal : la position moyenne de la ZCIT est de 15°N en été, de l'ordre de 5°S en hiver boréal (Xian and Miller, 2008). La ZCIT a une influence importante sur la situation météorologique de la Réunion (Lesouef, 2010), avec par exemple la proximité de la ZCIT de la Réunion lors de l'été austral, pendant lesquels les vents d'ouest sont moins soutenus et sont fortement perturbés par le contexte cyclonique et les fortes précipitations.

1.3.2 Les circulations atmosphériques à la Réunion

L'île de la Réunion se situe sur le 21^e parallèle sud à mi-chemin entre la ZCIT et les centres des anticyclones subtropicaux qui se succèdent les uns après les autres. En simplifiant, deux saisons peuvent caractériser son climat et deux intersaisons (figure 1.3).

- En été, de décembre à mars (saison des pluies), la ZCIT est basse en latitude et atteint parfois le 20^e parallèle sud, les anticyclones sont repoussés au sud et sont moins puissants. Le régime de vent est alors plus souvent orienté au secteur nord, chaud et humide, ou dépend de la position des basses pressions équatoriales (ZCIT) voire des systèmes dépressionnaires tropicaux (SDT). On rencontre cependant quelques périodes d'alizé (en général faible) et des périodes sans vent (col ou marais barométrique).
- En hiver, de juin à septembre (saison fraîche), la ceinture anticyclonique remonte en latitude, les centres anticycloniques sont puissants et la Réunion est soumise de façon quasi-continue à l'alizé de secteur est variant du nord-est au sud-est suivant la position des anticyclones qui transitent et se succèdent au sud. On observe à cette période des remontées de fronts froids issus des latitudes tempérées (Lesouef, 2010).

Les deux intersaisons, avril-mai et octobre-novembre, sont des périodes transitoires où l'on observe des périodes d'alizé, la possibilité de formation de systèmes dépressionnaires tropicaux, les remontées des températures en octobre-novembre, et les baisses des températures en avril-mai.

1.3.2.1 Brise de mer et brise de terre

Les brises de mer et de terre se forment par différence de température entre l'océan et la terre (figure 1.5). Le jour, la terre se réchauffe davantage que l'océan, provoquant une brise de mer, c'est-à-dire une brise soufflant de la mer vers la terre. La nuit, la terre se refroidit plus vite que l'océan : c'est alors une brise de terre qui souffle (de la terre vers la mer). Les brises de pente sont, quant à elles, provoquées par le relief. Elles remontent les pentes en journée ; la nuit, l'air qui se refroidit au contact du sol redescend par simple gravitation et s'écoule vers la côte. Brises « de mer » ou « de terre » et « brises de pente » jouent dans le même sens, conjuguant leurs effets. La conjugaison des alizés et du mécanisme de brise

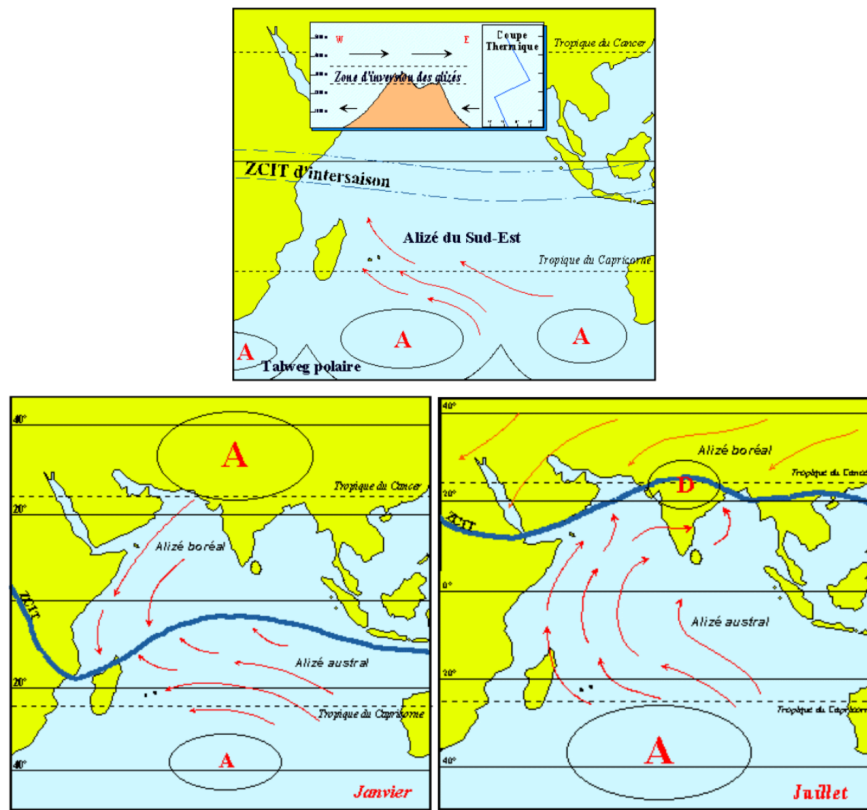


FIGURE 1.3 – Situation de la ZCIT suivant les saisons dans le bassin Indien

organise de façon caractéristique le cycle de l'eau sur une journée et donc des précipitations à La Réunion (Source :[http ://www.atlasdespaysages-lareunion.re/](http://www.atlasdespaysages-lareunion.re/)) :

- En cours de matinée, la terre se réchauffe avec le soleil qui monte ; la brise de mer et les brises de pente montantes s'établissent et se renforcent progressivement ; l'alizé s'accélère sur la côte est exposée au vent ; les formations nuageuses se développent et se concentrent sur le relief ; suivant l'instabilité de la masse d'air, ces nuages pourront ou non occasionner des averses dans les hauts ;
- Dans l'après-midi, poussés par le vent qui souffle en altitude, les nuages ont tendance à déborder, éventuellement accompagnés d'averses, vers le littoral sous le vent qui bénéficiait jusqu'alors de conditions privilégiées ; le spectacle des nuages qui franchissent les crêtes et basculent en grandes nappes blanches dans les cirques est caractéristique des paysages réunionnais ; à partir de 900 m d'altitude, les pentes hautes se retrouvent encapuchonnées de nuages.
- En fin d'après-midi et soirée, le sens des brises s'inverse : la brise de terre redevient dominante ;
- La nuit, la brise de terre et les brises de pente descendantes tendent à rejeter plus au large le flux d'alizé ; pour une île elliptique comme La Réunion, l'ensemble a tendance à créer une large circulation divergente et subsidente qui, en situation non

perturbée, favorise la dissipation des nuages ; c'est la raison pour laquelle les débuts de matinée sont souvent ensoleillés et lumineux à la Réunion.

- En fin de nuit et début de journée, les brises de terre disparaissent ; les brises de mer reprennent ; l'alizé peut de nouveau gagner la côte au vent de l'île, et le cycle des nuages et des pluies recommence.

Au final, la côte au vent, à l'est, directement soumise aux alizés, présente une pluviométrie très importante, quelle que soit la saison. La côte sous le vent, à l'ouest, protégée par les reliefs de l'île, est à l'abri des alizés. Le climat y est beaucoup moins humide, les régimes de brise sont prédominants. Entre est et ouest, les différences de précipitations sont caricaturales. Sur un mois, plusieurs mètres d'eau peuvent tomber sur la côte est alors qu'aucune goutte ne tombera sur la côte ouest (figure 1.4).

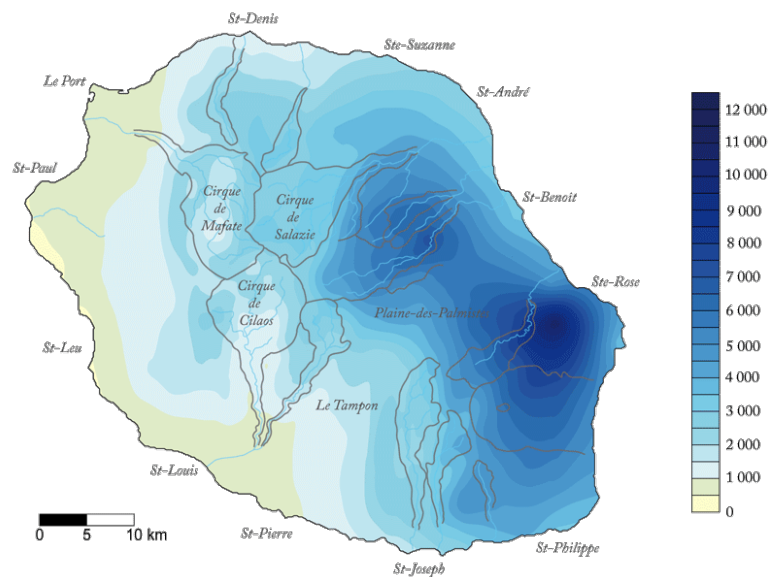


FIGURE 1.4 – Carte de la pluviométrie exprimée en millimètre à la Réunion sur une année (Source : MétéoFrance)

1.3.2.2 Effet de l'orographie sur la circulation des vents à la Réunion

La diffuence ou point d'arrêt

Lorsque le flux rencontre l'île, ils se créent des points d'arrêt à l'écoulement du vent synoptique. Au vent de l'île, on trouve une zone de diffuence (ou point d'arrêt) où le vent devient faible. La diffuence correspond à une déformation du champ de pression sans mouvement vertical associé (Source : Glossaire de Météo-France). À la diffuence s'oppose la confluence qui, comme elle, s'observe particulièrement lors du mouvement d'un fluide subissant l'effet Venturi.

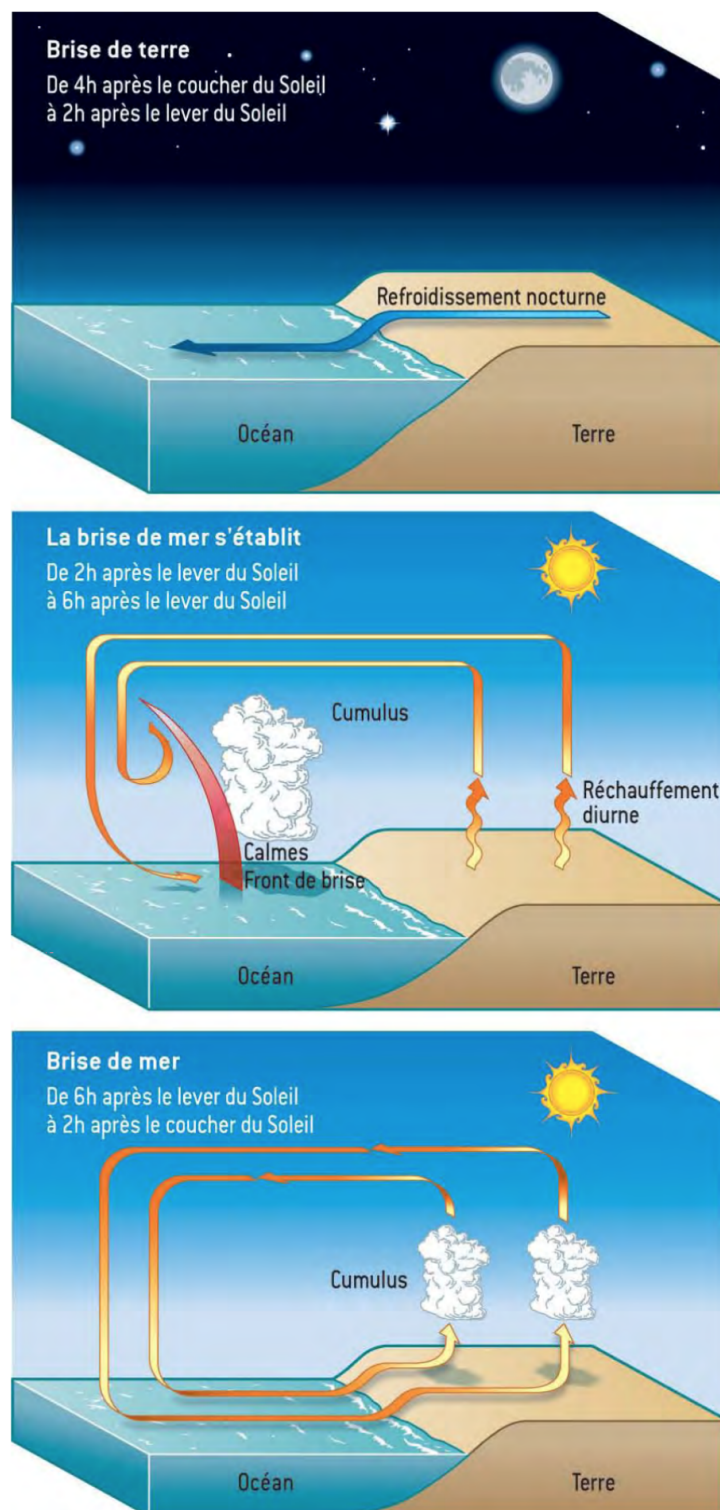


FIGURE 1.5 – Mécanisme de brise de mer et de terre (Source : *Atmosphère, Océan et Climat*, Ed.Belin)

L'effet venturi ou effet d'étranglement

Dans un courant d'air comme dans une conduite d'eau, quand la section diminue la vitesse augmente. C'est le cas des goulets et des bords parallèles au vent des îles. À l'inverse, lorsque la section augmente, la vitesse diminue. Lorsque le relief de l'île oppose une paroi à l'écoulement du vent, le vent synoptique est accéléré par effet venturi. Ainsi :

- Par alizé d'est-sud-est, les accélérations sont importantes vers Sainte Marie et Saint Philippe. Ces accélérations sont d'autant plus marquées que la cote oppose localement des discontinuités, comme l'effet de pointe à Langevin.
- Sur la route du littoral entre Saint Denis et La Possession, la verticalité et la hauteur de la cote créent une accélération locale du flux par vent de secteur est à nord-est spectaculaire qui peut atteindre 150 à 200% de la valeur du vent synoptique (Source : Météo-France).

Les boucles de retour ou le flow-around

Sous le vent, on trouve également les boucles de retour. Le phénomène de retour et la brise de mer se combinent et sont les effets prépondérants dans la zone déventée. Dans une rivière, à l'arrière d'une roche, on observe systématiquement des contre-courants. Il en est de même dans le fluide qu'est l'air. Selon la force et la direction du flux synoptique, les retours sont plus ou moins grands et plus ou moins forts (figure 1.6).

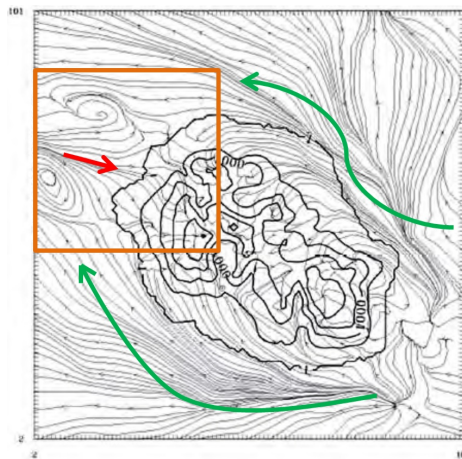


FIGURE 1.6 – Phénomène de boucle de retour obtenu avec le modèle numérique Meso-NH. La flèche rouge représente la boucle de retour, créée par la séparation des alizés autour de l'orographie de la Réunion.

Le soulèvement orographique ou flow-over et l'effet de foehn

En montagne, dès qu'il y a du vent, les masses d'air sont soulevées par le relief. Ainsi, des nuages peuvent se créer sur les sommets ou bien au-dessus (figure 1.7). Si une masse nuageuse est déjà présente avant le soulèvement, elle se trouve accentuée, ainsi que les précipitations. Lorsque le vent est fort, l'air ne retrouve pas son écoulement normal immédiatement après la montagne, mais rebondit plusieurs fois créant alors des ondes successives

qui s'amortissent rapidement. Au sommet d'une ou plusieurs de ces ondes, on peut trouver des nuages en forme de lentille. Ces altocumulus lenticulaires, bien que formés par un fort vent, sont immobiles : ils stagnent au sommet de l'onde alors qu'en leur sein, les gouttelettes, formées du côté au vent, traversent le nuage à grande vitesse pour s'évaporer du côté sous le vent. Ce soulèvement de masse d'air entraînant des modifications thermodynamiques très sensibles et différentes en amont et en aval de l'obstacle est appelé «effet de foehn» (Berroir, 1991; Whiteman, 1990).

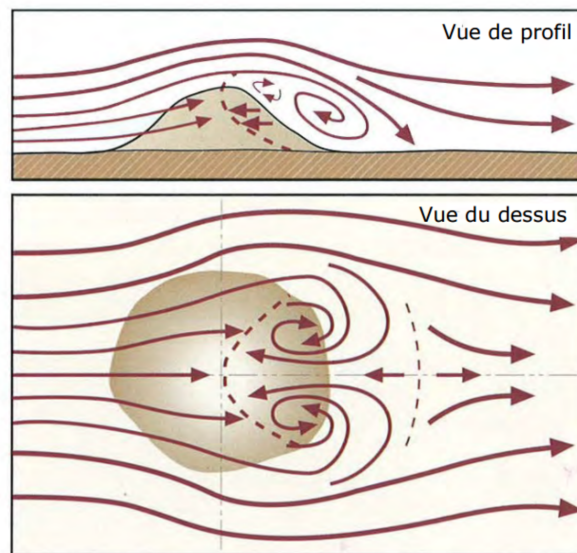


FIGURE 1.7 – Représentation schématique du soulèvement orographique. En amont de l'obstacle, l'air qui remonte la pente, subit une détente et se refroidit. En se refroidissant, la vapeur d'eau se condense et forme des nuages, qui peuvent donner des précipitations (Lesouef, 2010; Whiteman, 1990)

L'inversion des alizés

Dans l'atmosphère standard, la température décroît régulièrement lorsque l'on s'élève suivant la verticale ($0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ dans les basses couches). Dans la réalité cependant, des couches de la troposphère se présentent fréquemment au sein desquelles la température augmente de quelques degrés Celcius ou au moins reste constante lorsque l'altitude croît. Le niveau de l'inversion correspond à l'altitude maximale que peuvent atteindre les sommets des nuages. Dans les zones tropicales, l'inversion de température quasi pérenne la plus connue est l'inversion des alizés (figure 1.8). À la Réunion, l'épaisseur de la couche sous le niveau de l'inversion varie de 1500m à 3500m suivant les saisons.

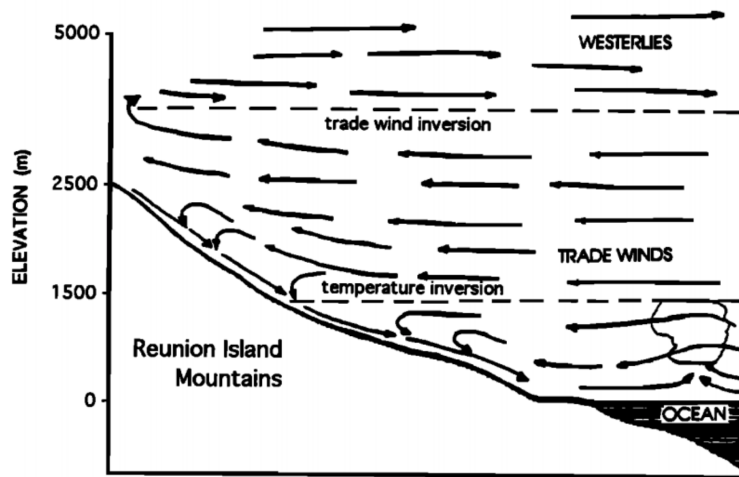


FIGURE 1.8 – Circulation le long des pentes de l'île pendant le jour. L'inversion des alizés se situe suivant les saisons entre 1500m et 3500m d'altitude (*Brémaud et al., 2001*)

1.4 Cas d'étude : l'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise

Au cours de l'année 2006, le volcan connaît une longue éruption de plus de quatre mois qui se déroule dans le cratère Dolomieu. Elle débute le 30 août 2006 pour se terminer aux premières heures locales de l'année 2007. Les laves émises couvrent le fond du cratère Dolomieu et le remplissent jusqu'à le faire déborder sur son côté oriental. Une telle masse de roche volcanique émise, ajoutée à celle d'éruptions précédentes, finit par former sur le sommet du volcan un important surplus de masse dont le poids est soutenu par la pression des chambres magmatiques sous-jacentes. Dès les premiers mois de l'année 2007, le volcan montre de nouveau une certaine activité interne mise en évidence par les sismographes. Une première éruption se déclenche le 18 février par l'ouverture d'une fissure sommitale de deux kilomètres de longueur active seulement neuf heures. Le 30 mars, une nouvelle éruption, de seulement 9h, a lieu sur le flanc sud-est du Dolomieu. Après la fin de l'éruption, la sismicité proche de la surface continue, montrant que le magma sous-jacent continue de se déplacer, cette fois-ci vers le côté est de l'enclos (figure 1.9). Depuis 2006, le volcan était en inflation continue, malgré les deux éruptions du 18 février et 30 mars 2007, qui n'ont que peu influencé la mise sous pression du volcan. La sismicité avant et après l'éruption du 30 mars s'élevait entre 100 et 200 séismes par jour (Source : bulletin de l'OVPF du 31 août 2007).

Le 2 avril, après une crise sismique de plus de 46h, une bouche éruptive se forme à 600m d'altitude et seulement 300m du rempart de l'enclos. Le danger d'une éruption hors enclos n'est pas à exclure. À 11h UTC et 13h UTC, deux coulées de lave sectionnent la route nationale avant que la coulée la plus au sud de l'enclos ne se jette dans l'océan à

17h UTC (figure 1.10). La chaleur d'une coulée large de plusieurs centaines de mètres fait enflammer les arbres du rempart ; la pluie acide provoquée par un dégazage de SO_2 venant du cône éruptif et du HCl formé par la réaction « explosive » de la lave et l'eau de mer et transporté par le panache Laze irrite les voies respiratoires, la peau et toute la faune autour (Source : bulletin de l'OVPF du 31 août 2007).

Le 5 et le 6 avril, le trémor augmente sensiblement et des signaux sismiques cycliques indiquent un probable affaissement du cratère Dolomieu. Celui-ci ne sera confirmé que le 10 avril au retour d'une météo plus clémente et des observations in situ. Cet effondrement s'explique en grande partie par la fragilisation de la colonne magmatique se situant sous le cratère Dolomieu lors des 25 dernières éruptions en date : l'éruption d'avril 2007 ne permet plus en outre de maintenir une pression hydrostatique suffisante à la tenue de la partie supérieure du Dolomieu (figure 1.10). Cet affaissement a, à son tour, eu une rétroaction positive sur l'intensité du trémor puisque les débris sont retombés dans la chambre magmatique, augmentant à nouveau la pression des conduits magmatiques.

Au total, l'éruption d'avril 2007 a couvert environ $3,6\text{km}^{-2}$ dans le Grand Brûlé et produit un volume de l'ordre de 210Mm^3 de lave. Elle se range parmi les plus grandes coulées de lave historiques. Seules les coulées de 1931 avec 130Mm^3 , de 1977 avec 100Mm^3 et de 1998 avec 60Mm^3 sont comparables. Une plate-forme en mer de $0,45\text{km}^{-2}$ s'est formée.

Cette éruption, longue de 28 jours, sera de par son intensité et par les événements naturels qui lui sont associés, l'éruption la plus importante du Piton de la Fournaise depuis au moins un siècle (Staudacher et al., 2009; Deroussi et al., 2009; Tulet and Villeneuve, 2010). Durant ce mois d'éruption, elle présente un caractère exceptionnel avec un écoulement continu de lave et des émissions de gaz et d'aérosols d'intensité variable, parfois très intenses.

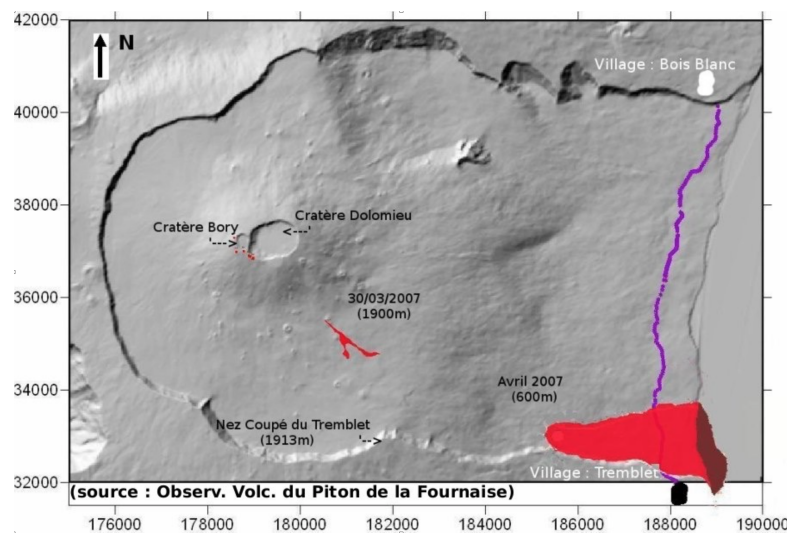


FIGURE 1.9 – Carte du massif volcanique du Piton de la Fournaise représentant la zone d'éruption et des coulées de lave lors de l'éruption d'avril 2007 (rouge). Source : Observatoire Volcanique du Piton de la Fournaise (OVPF).

Elle est communément surnommée « l'éruption du siècle » pour les raisons suivantes :

— Le débit de sortie de la lave a atteint un niveau record pour la Réunion avec plus de

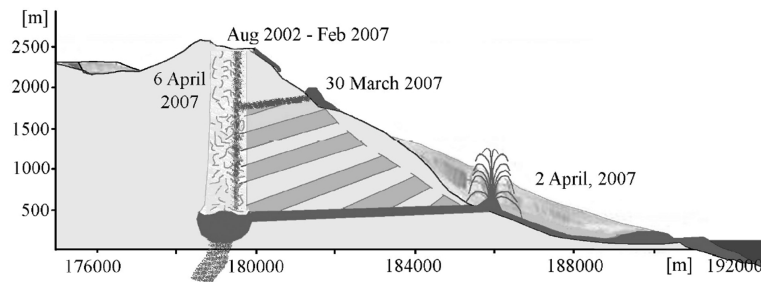


FIGURE 1.10 – Coupe verticale du massif volcanique du Piton de la Fournaise décrivant l'histoire de l'éruption du 2 avril 2007 (Staudacher et al., 2009; Lesouef, 2010)[].

$100 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (8 à 10 Mm^3 par jour). L'OVPF a de plus estimé à 210 Mm^3 le volume total de lave émise au cours de cette éruption, ce qui constitue la plus importante quantité enregistrée dans l'histoire de la Fournaise (Di Muro et al., 2014).

- Les hauteurs de projection de la lave au niveau de la bouche éruptive ont dépassé les 200 mètres de hauteur (Source : Rapport mensuel d'août 2007 de l'OVPF).
- Etant donnée la proximité de l'océan, les coulées de lave ont coupé la route nationale sur 1km de longueur et ont atteint la mer en moins de 1h à une vitesse moyenne de 60 km/h. La rencontre de la lave et de l'eau de mer a provoqué la formation d'un panache de vapeur et de gaz acides (figure 1.11). Ce nuage a partiellement lessivé le panache volcanique et provoqué des pluies acides auxquelles furent associés de nombreux problèmes sanitaires et environnementaux survenus pendant cet épisode de pollution volcanique.
- De fines particules de lave et des cheveux de Pélé ont été observés sur toute la partie sud de l'île.
- Sous le poids de la coulée de la lave de 2006, et par la vidange de la chambre magmatique provoquée par l'éruption en cours, le cratère Dolomieu s'est effondré le 6 avril, laissant un cratère vide de plus de 350m de profondeur. Un important panache d'aérosols non identifiés a pu être observé.
- Les retombées de cendres, de lapillis, de gaz soufrés et de pluies acides ont eu un impact important sur la population et l'écosystème à proximité de l'éruption, notamment au Tremblet. De fortes teneurs en gaz soufré ont été mesurées par l'Observatoire Réunionnais de l'Air, du sud de la Réunion, au nord-ouest, causant de nombreux problèmes respiratoires. La végétation à proximité de l'éruption a été partiellement brûlée, les pluies acides ont endommagé les cultures agricoles et ont pollué la nappe phréatique et le système de distribution d'eau potable a été impacté (Article paru du 10 avril 2007 du Journal de l'île de la Réunion).

1.4.1 Chronologie de l'éruption

La chronologie de l'éruption, décrite en temps réel (site source : fournaise.info) est détaillée ci-dessous :

TABLE 1.1 – Chronologie de l'éruption relatée par le site *fournaise.info*

Date	Observations
2 avril	Nouvelle phase éruptive qui a débuté ce matin à 10h00 (heure locale) à proximité du rempart du Tremblet. La fissure qui lui est associée se situe dans la partie sud-est de l'enclos. Sa partie la plus basse se trouve à 500m d'altitude environ en pied du rempart du tremblet. Elle est orientée nord-ouest/sud-est et est longue d'un peu moins d'un kilomètre. Ceci place son point le plus bas à 4,5 km de la route nationale 2. En fin de matinée les fontaines de lave associées atteignaient 50m de hauteur environ. La RN2 est coupée au sud à 15h30 local, et au nord à 17h30. Le bras sud se jette dans l'océan vers 21h30
3 avril	Sismicité importante - Effondrement possible dans le Dolomieu Présence de cheveux de Pelé
4 avril	Le second bras de la coulée a atteint la mer, un troisième a traversé la RN2
5 avril	Le village du Tremblet se prépare à une éventuelle évacuation, mais pas de signe de menace imminente
6 avril	Effondrement en cours du cratère Dolomieu. Fausse alerte pour les habitants du Tremblet évacués dans l'après-midi. Accès interdit au public aux coulées proche de Saint Philippe
7 avril	Le Dolomieu s'est effondré pratiquement sur toute la surface. Baisse sensible de l'activité éruptive.
10 avril	Forte diminution de l'intensité, probable fin de l'éruption
11 avril	Reprise de l'activité.
12 avril	Regain d'activité au niveau des deux coulées apparues le 11 avril. Simultanément un nouvel effondrement du cratère a été constaté, accompagné d'un énorme panache de poussières grisâtres. Un séisme de magnitude d'environ 3.5 s'est produit vers 15h05 (heure locale)
14 avril	Des projections de 100m sont visibles et des coulées très liquide côté Saint Philippe contre le rempart.
17 avril	Nouveau petit effondrement du Dolomieu
21 avril	Le trémor lié à l'éruption dans le Grand Brûlé est relativement constant depuis une semaine et à un niveau bas. Les coulées des laves dans le Grand Brûlé par contre montrent des variations beaucoup plus fortes et sont parfois très massives.
28 avril	On observe de manière irrégulière des coulées de lave très fluide accompagnées par une sismicité soutenue sous le sommet du volcan.
1 mai	Absence de trémor : fin de l'éruption. Faible sismicité au niveau du sommet

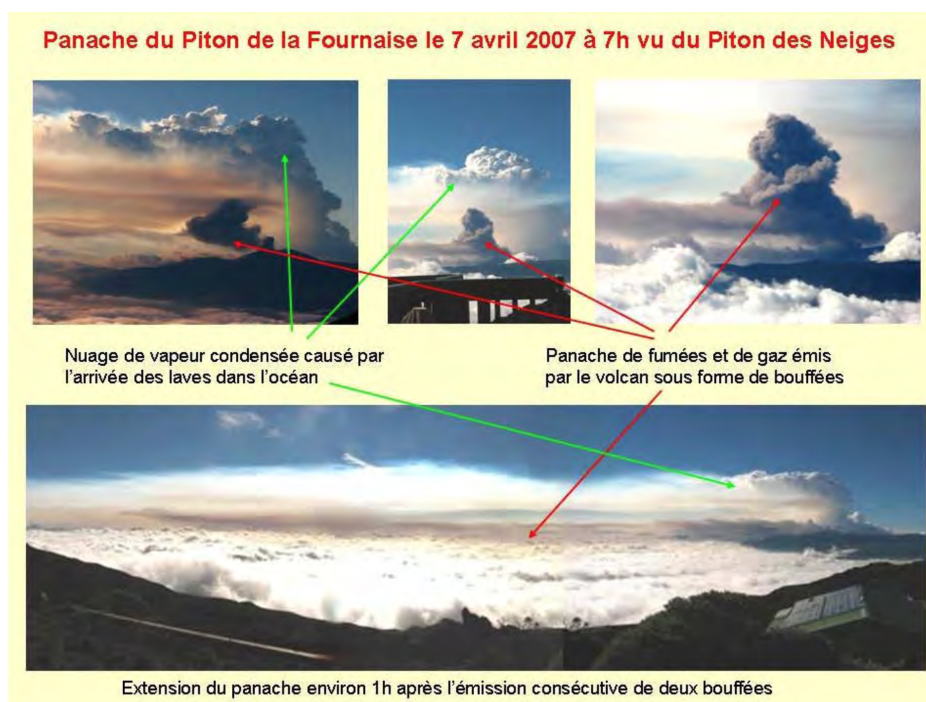


FIGURE 1.11 – Photos prises depuis le Piton des Neiges par R.Delmas le 6 avril 2007 montrant à la fois le cumulonimbus généré par le contact de la lave avec l'océan (blanc), le panache d'aérosols émis depuis le cratère (gris) et le panache de SO_2 (orange)

1.4.2 Réseau d'observation

1.4.2.1 Observations in situ

Les mesures de pollutions atmosphériques : le réseau de L'Observatoire Réunionnais de l'air

L'ORA (Observatoire Réunionnais de l'air) propose un suivi quotidien des niveaux de pollution de l'air. Il est équipé de plusieurs stations fixes et mobiles le long du littoral de la Réunion, et mesure en continu les polluants primaires et secondaires. Pendant l'éruption d'avril 2007, huit stations ont mesuré la concentration en surface de SO_2 de Saint Louis à Saint Denis en passant par Cambaie dans l'ouest (les localisations sont indiquées dans la figure 1.12).

Le premier jour, les concentrations en SO_2 en surface sont très faibles avec une valeur de moins de $20\mu\text{g m}^{-3}$ pour toutes les stations. Le lendemain, à partir de 02h UTC, les stations de Saint Louis et de Cambaie ont mesuré des augmentations significatives des concentrations de SO_2 avec un pic de plus de $60\mu\text{g m}^{-3}$ pour Cambaie et $200\mu\text{g m}^{-3}$ pour Saint Louis à 06h UTC.

Le 4 avril, de nouvelles fortes augmentations de la concentration en surface ont été mesurées par toutes les stations situées sur la côte nord-ouest et sud-ouest. Un pic de $600\mu\text{g m}^{-3}$ a été observé à Cambaie et $587\mu\text{g m}^{-3}$ à Saint Louis à 13h UTC (figure 1.12). Une diminution

significative de la concentration en soufre en surface a suivi ce pic, avec une concentration en SO_2 sous le seuil des $100\mu\text{g m}^{-3}$ à la fin de la journée.

Le 5 avril, une légère augmentation apparaît à l'aube (à partir de 03h UTC) avec $200\mu\text{g m}^{-3}$ pour Cambaie et $269\mu\text{g m}^{-3}$ pour Saint Louis.

Entre le 5 avril (12h UTC) et le 10 avril (06h UTC), la concentration varie entre $20\mu\text{g m}^{-3}$ à $120\mu\text{g m}^{-3}$ pour toutes les stations de la côte ouest à l'exception de la station de Saint Louis, où de brefs pics sont apparus pendant quelques heures sur le 10 avril ($345\mu\text{g m}^{-3}$) et le 24 avril ($390\mu\text{g m}^{-3}$). Les valeurs les plus élevées mesurées par l'ORA ne sont pas en phase avec le maximum d'émission de soufre à la bouche éruptive. Ce paradoxe a besoin d'une étude détaillée de transport du dioxyde de soufre.

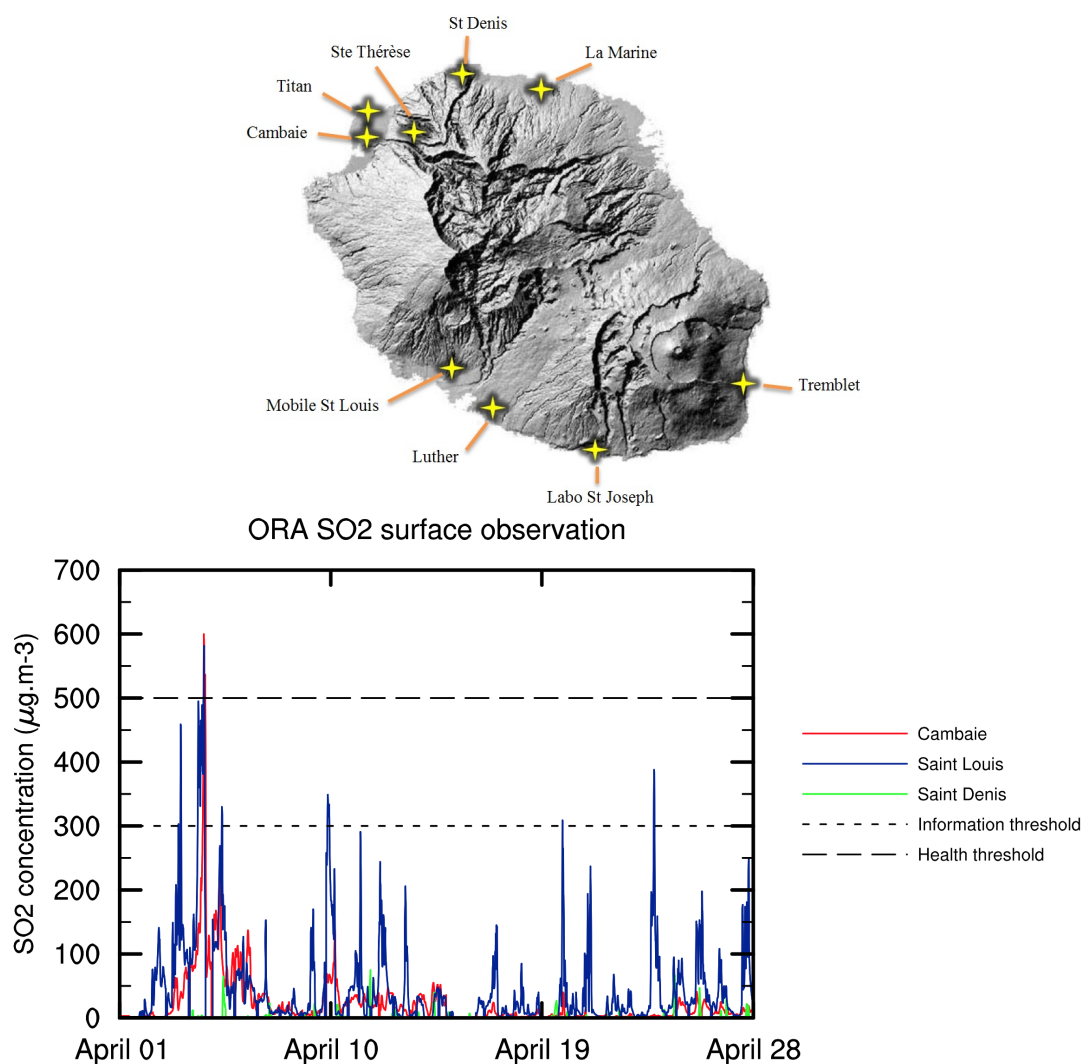
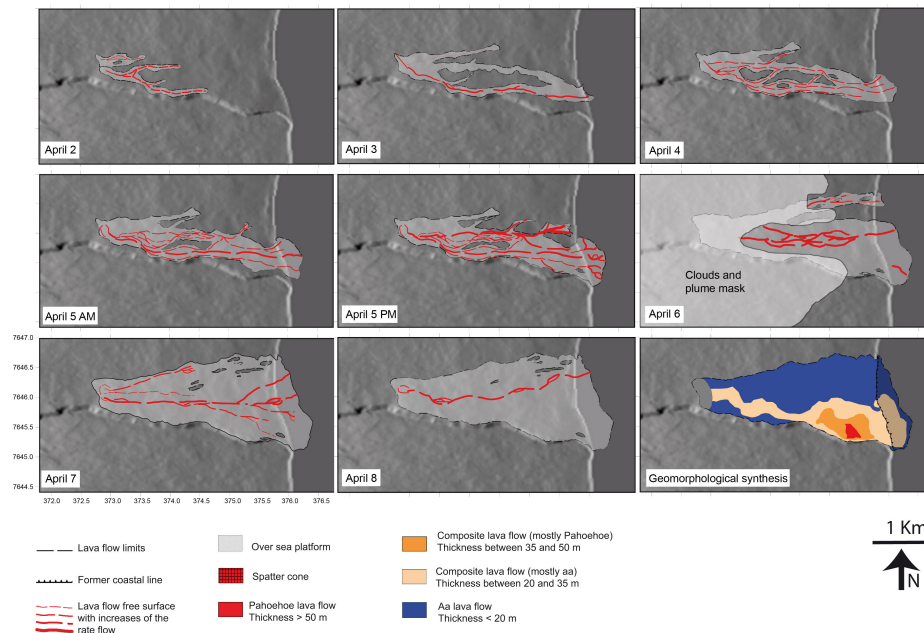


FIGURE 1.12 – En haut : carte des stations de l'ORA ayant mesuré le SO_2 pendant cette éruption. En bas : mesure des concentrations de SO_2 en surface en fonction des stations. Les seuils d'informations ($300\mu\text{g m}^{-3}$) et d'alerte ($500\mu\text{g m}^{-3}$) sont représentés par des lignes hachurées

Carte des coulées de lave

Pendant l'éruption, N. Villeneuve a réalisé des cartes de coulées de lave permettant d'obtenir une représentation globale, au fil des jours, de la proportion de lave liquide face à la lave refroidie observée (figure 1.13). Cette carte est essentielle à la bonne estimation des flux de chaleur relâchés dans l'atmosphère en fonction de l'évolution de l'intensité de l'éruption. Le 2 avril, la coulée de lave très active atteint la mer à 17h UTC. Le 3 avril, le bras de la coulée le plus au nord-est solidifiée, tandis que le bras sud-est continuellement alimentée par la bouche éruptive. Entre le 4 et le 6 avril, de nombreuses petites coulées se forment et se solidifient, conséquence du comblement du relief, et donc, du ralentissement des coulées. Suite à la forte baisse d'intensité de l'éruption, la coulée de lave ne compte que quelques petits bras actifs en surface. Au total, la surface recouverte par la lave a dépassé les $3km^{-2}$.



Date	Proportion lave liquide	Proportion lave solidifiée	Surface totale (km ²)
2 Avril	28.40	71.60	0.422
3 avril	18.18	81.82	0.919
4 avril	28.57	71.43	1.151
5 avril	32.52	67.48	1.742
6 avril	24.09	75.91	2.592
7 avril	17.64	82.36	3.069
8 avril	18.18	81.82	3.123

FIGURE 1.13 – En haut : cartes des coulées de lave entre le 2 avril et le 8 avril réalisées par Villeneuve. En bas : évolution de la proportion de lave liquide et refroidie en fonction de la surface occupée par la lave. Le calcul des proportions exposé dans le tableau a été obtenu par comptage des pixels

Mesure du trémor

Un trémor est un séisme volcanique engendré par la remontée du magma lors d'une éruption volcanique. Les vibrations sont provoquées par les chocs du magma, des bulles de gaz volcaniques et des blocs solides contre les parois de la cheminée volcanique [Schmid, 2011]. Les trémors volcaniques accompagnent toujours les coulées de lave sur les volcans basaltiques tels que le piton de la Fournaise (Aki and Ferrazzini, 2000). Pendant l'éruption d'avril 2007 du piton de la Fournaise, le réseau sismographique disposé par l'OVPF dans l'enclos a permis la mesure de ce trémor. Ce dernier, sauf cas exceptionnel, est corrélé en intensité avec celle de l'éruption. Sur la figure 1.14, différentes phases ont été observées :

- Phase 1 : Entre le 1er et le 2 avril. Présence d'un trémor faible, mais constant. L'éruption n'a pas encore débuté.
- Phase 2 : Du 2 au 5 avril. Début de l'éruption le 2 avril à 6h UTC. Hausse importante du trémor puis progression constante de la sismicité jusqu'au 5 avril.
- Phase 3 : Du 5 au 8 avril. Paroxysme de l'éruption, trémor maximum observé le 6 avril à 00H UTC avec $15\mu\text{m/s}$. Ce pic a été ensuite suivi par une baisse tout aussi spectaculaire. En seulement 24h, le trémor est revenu à un niveau très faible ($3\mu\text{m/s}$). Début de la phase 4.
- Phase 4 : Du 8 au 15 avril. Période avec un trémor relativement faible, mais constant ($3\mu\text{m/s}$).
- Phase 5 : À partir du 15 avril, la sismicité se fait plus rare, avec une baisse progressive du trémor ($1\mu\text{m/s}$). L'éruption se termine le 1er mai.

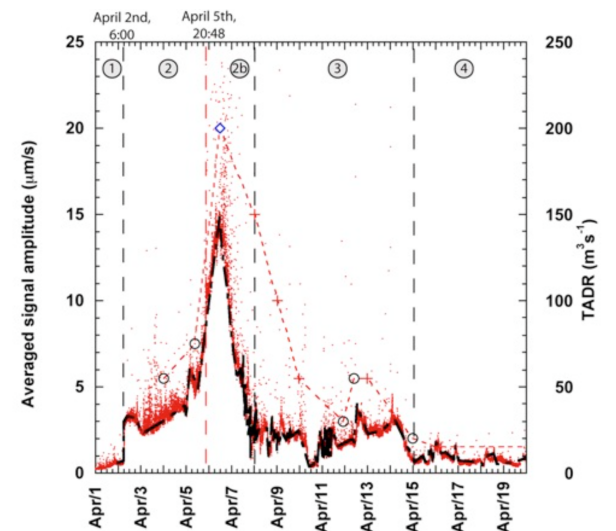


FIGURE 1.14 – Trémor mesuré entre le 1er et le 19 avril.)

1.4.2.2 Observations satellitales

La colonne intégrée en SO_2 : OMI

Le satellite OMI a permis de mesurer la colonne intégrée de SO_2 dans l'atmosphère du bas-

sin indien durant la majeure partie de l'éruption. Grâce à ces mesures, une étude numérique a pu être réalisée afin d'estimer la quantité de SO_2 dégazée entre le 4 et le 11 avril (Tulet and Villeneuve, 2010). L'extension horizontale du SO_2 observée sur les images provenant d'OMI permet aussi de mieux comprendre la dynamique générale de dispersion des polluants.

Le 2, 3 et 4 avril, le panache soufré est transporté vers l'ouest. À partir du 5 avril, le panache prend une direction nord puis nord-est : le panache est alors transporté au-dessus de l'île Maurice, et va atteindre le 8 avril les côtes australiennes. Par la suite, la forte baisse d'intensité de l'éruption va, en conséquence, rapidement diminuer l'extension géographique de ce panache (évolution des images satellites en annexe A).

Température de brillance : Satellite Météosat

Le satellite Météosat embarque des radiomètres qui mesurent l'intensité radiative thermique émise par le sommet des nuages et cette intensité est interprétée sous forme de température, dite de "brillance". Les informations tirées de cette mesure renseignent sur l'altitude des nuages (par exemple, faible température de brillance pour les nuages hauts). Météosat mesure à très haute fréquence (toutes les 15 à 30mn). Lors de l'éruption, la température de brillance du panache Laze, et donc sa hauteur, a été mesurée à 220°K (10km d'altitude). Météosat nous donne aussi l'extension horizontale de ce panache qui va être transporté au-dessus de l'île Maurice le 6 avril (figure 1.15).

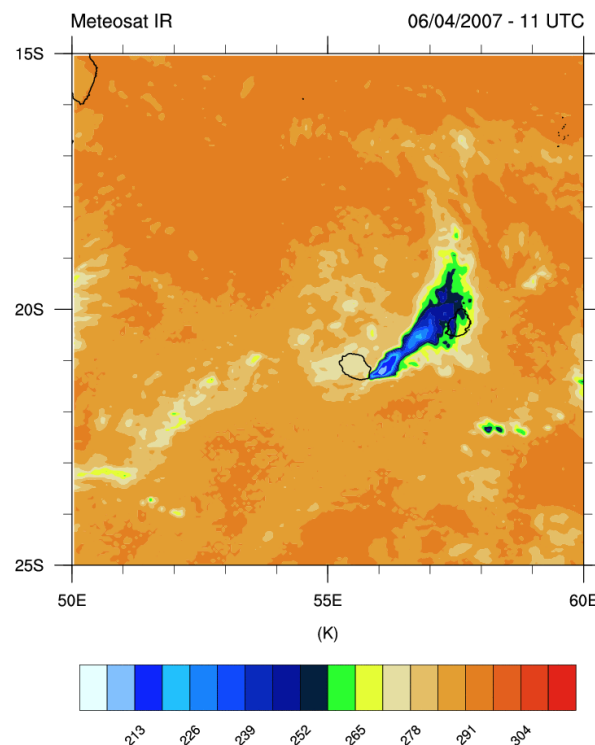


FIGURE 1.15 – Observation de la température de brillance du panache Laze par le satellite Météosat le 6 avril à 11h UTC)

Hauteur d'injection du dioxyde de soufre d'origine volcanique : Le capteur CALIOP

Le satellite CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) est un satellite de télédétection lancé en 2006 qui a pour but d'étudier les paramètres climatologiques et météorologiques dans l'optique de mieux comprendre les différents processus agissants sur le climat. Lors de son passage à l'est de la Réunion le 6 avril, le capteur CALIOP à son bord a mesuré la hauteur du panache volcanique à 6km d'altitude environ (figure 1.16).

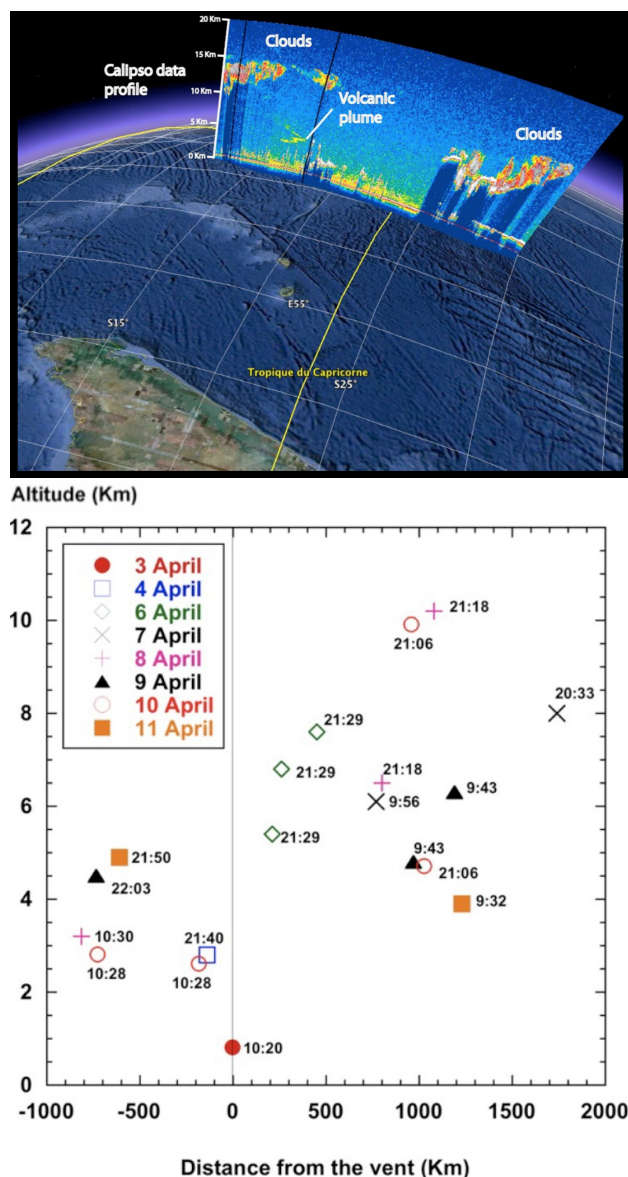


FIGURE 1.16 – En haut : coupe verticale de l'observation de Caliop à l'est de la Réunion le 6 avril. En bas : la présence de SO₂ a été mesurée à 6km d'altitude.

Images satellites de Modis

Le capteur MODIS du satellite AQUA de la NASA a, tous les jours, pris des images de la zone des Mascareignes pendant la période paroxysmale de l'éruption. La figure 1.17, prise le 5 avril, montre un vaste panache bleuté transporté à l'ouest de la Réunion correspondant au panache de SO_2 . Le 6 avril, on note la forte présence de nuages convectifs, ainsi que la présence du panache Laze transporté vers le nord-est, recouvrant l'île Maurice.

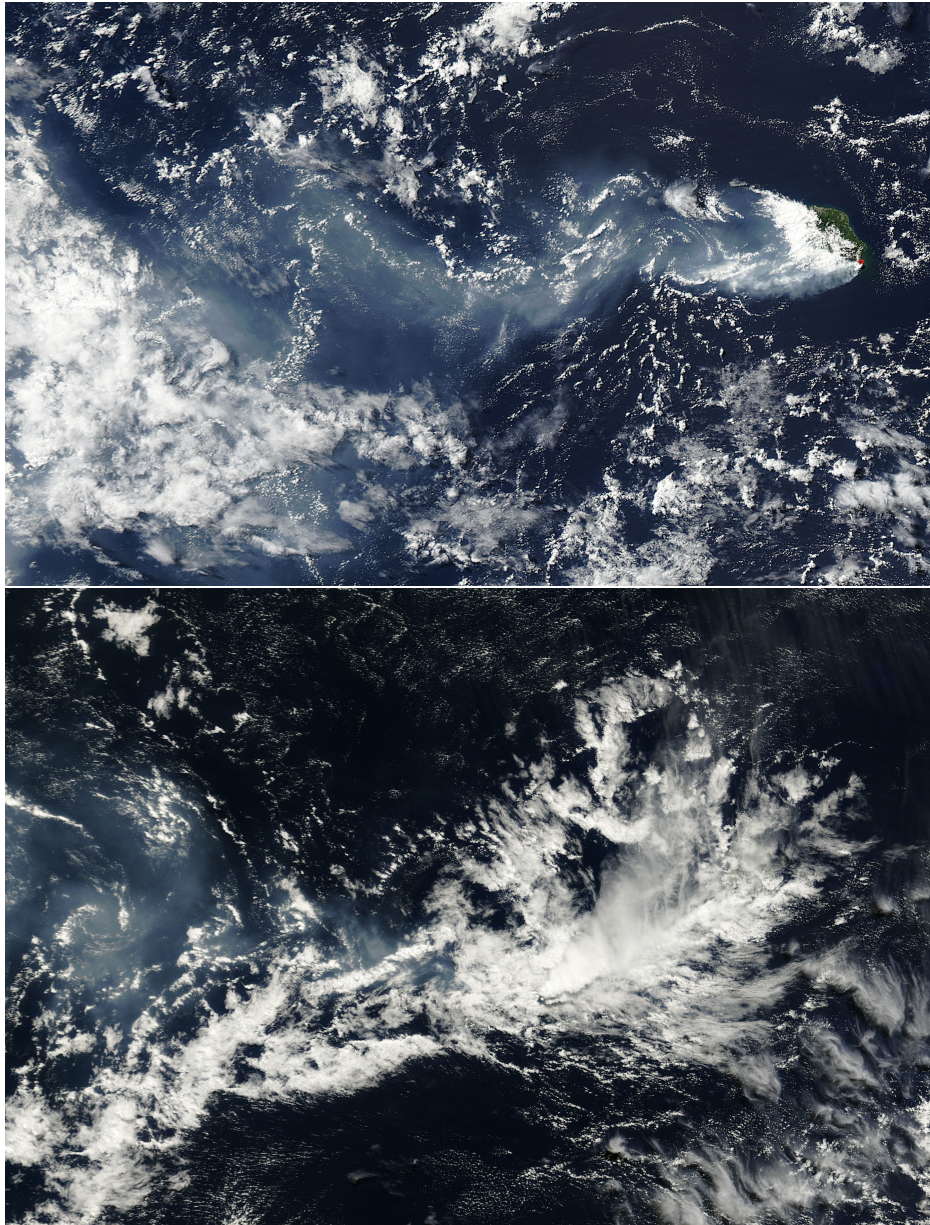


FIGURE 1.17 – En haut : image MODIS du 5 avril. On remarque aisément le panache bleuté à l'ouest de la Réunion. En bas : image MODIS du 6 avril. On remarque toujours la présence d'un panache bleuté à l'ouest, ainsi que l'apparition d'un panache en altitude correspondant au panache créé par l'entrée de la lave en mer

Chapitre 2

Validation du modèle atmosphérique et tests de sensibilités

Sommaire

2.1	Introduction	47
2.2	Description du modèle	47
2.2.1	Le modèle atmosphérique Meso-NH-C	47
2.2.2	Le modèle de surface	48
2.2.3	SURFEX	48
2.2.4	Configuration du modèle	49
2.3	Modeling the lava heat flux during severe effusive volcanic eruption : An important impact on surface air quality	51
2.3.1	Synthèse de l'article	51

2.1 Introduction

L'objectif de cette première étude est de reproduire par modélisation numérique la dynamique physico-chimique du soufre entre le 2 et 8 avril, de la distribution spatiale à une quantification précise des concentrations en soufre et en sulfate à l'échelle de la Réunion. Il est donc nécessaire dans un premier temps d'estimer les différents flux thermodynamiques et chimiques pouvant affecter la distribution des polluants volcaniques. Puis, la modélisation sera effectuée avec le modèle atmosphérique Meso-NH, ainsi que SURFEX pour la représentation schématique de la coulée de lave. Deux études de sensibilité seront menées pour évaluer l'importance des flux de chaleur sur la convection au-dessus de la zone d'éruption, et donc de la distribution verticale et horizontale de ces polluants volcaniques. La deuxième étude de sensibilité concernera l'influence de l'activation de la chimie en phase aqueuse sur les concentrations en surface lors du maximum d'intensité de l'éruption.

2.2 Description du modèle

2.2.1 Le modèle atmosphérique Meso-NH-C

Meso-NH-C est un modèle méso-échelle à aire limitée, basé sur une formulation non-hydrostatique et anélastique des équations primitives. Il a été développé conjointement par le CNRM-GAME (URA 1357 CNRS/Météo-France) et le Laboratoire d'Aérodynamique (UMR 5560 UPS/CNRS). Meso-NH-C utilise le modèle atmosphérique Meso-NH directement couplé en ligne avec un module de chimie (Suhre et al. 1998 ; Tulet et al. 1999). Sa dynamique est explicite et eulérienne, basée sur des schémas d'advection du 3e ou 4e ordre. Il permet la technique d'emboîtement de modèles (grid-nesting) en two-ways offrant la possibilité de descendre en résolution, en tenant compte des interactions d'échelle [Stein et al. 2000]. Il convient parfaitement à la modélisation des écoulements atmosphériques dans les basses couches à la Réunion. La possibilité d'effectuer des simulations à haute résolution permet de représenter la circulation atmosphérique de basse couche rendue complexe par le relief très prononcé de l'île. Le solveur non-hydrostatique inclut dans le modèle permet de bien représenter la dynamique verticale particulièrement importante aux échelles locales mises en jeu ici, ainsi qu'un ensemble complet de paramétrisations qui permet une représentation détaillée des différents processus atmosphériques, avec entre autres la paramétrisation de la convection à convection (Bechtold et al., 2001; Pergaud et al., 2009), la microphysique des nuages (Cohard and Pinty, 2000a), la turbulence (Bougeault and Lacarrère, 1989), les éclairs (Barthe et al., 2007), la chimie gazeuse (Suhre et al., 1998; Tulet et al., 2003), la chimie aqueuse (Leriche et al., 2000) et les aérosols (Tulet et al., 2005; Grini et al., 2006). Meso-NH peut-être ainsi utilisé pour simuler des phénomènes de petites échelles, de l'ordre du mètre (LES), aux phénomènes synoptiques de plusieurs centaines de kilomètres. L'interaction avec la surface sur l'ensemble des types de couverts (végétation, ville, mer, lac) est assurée par le couplage du modèle atmosphérique avec le modèle de surface externalisé SURFEX (<http://www.cnrm.meteo.fr/surfex>). De plus, l'utilisation de Meso-NH en mode recherche repose sur la possibilité de diagnostics spécifiques aux pro-

blèmes étudiés, tels que les bilans des variables pronostiques, les comparaisons aux données expérimentales comme les vols d'avions, les restitutions lidars et les images satellites.

2.2.2 Le modèle de surface

2.2.3 SURFEX

SURFEX, pour SURFace EXternalisée, est un modèle de surface couplée à Meso-NH simulant de nombreux processus de surface, comme la thermodynamique et les échanges chimiques avec le modèle atmosphérique (<http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/>) (Masson, 2000). SURFEX est composé d'un certain nombre de paramétrisations pour les surfaces continentales (Noilhan and Mahfouf, 1996; Bougeault and Lacarrere, 1989), les zones urbaines (Masson, 2000), les lacs et les océans (Salgado and Le Moigne, 2010), et les processus surfaciques de chimie et d'aérosols (Tulet et al., 2003; Mokhtari et al., 2012). Le couplage avec le modèle atmosphérique est effectué en moyennant les flux de surface sur l'ensemble d'une maille du modèle atmosphérique.

Les données atmosphériques prises en compte dans SURFEX sont : la température de l'air, l'humidité spécifique, les composants de vent horizontal, la pression, le total des précipitations, le rayonnement de grande longueur d'onde, les rayonnements directs et diffus d'ondes courtes (et optionnellement les concentrations d'espèces chimiques et de poussière). SURFEX peut être exécuté en mode distribué sur une grille avec une résolution souple et différentes projections, ainsi que plusieurs formats peuvent être utilisés pour les données d'entrée et de sortie (y compris ASCII, binaire et NetCDF). Avec une résolution de 1km, ECOCLIMAP est une base de données mondiale sur les paramètres de surface terrestre, qui peut être utilisée pour décrire les paramètres de surface du modèle. Seuls quatre paramètres primaires sont requis dans SURFEX pour décrire la nature de la surface de la terre et sa végétation couverture, à savoir les pourcentages de (i) sable, et (ii) d'argile dans le sol, (iii) le type dominant de végétation, et (iv) le masque terre-mer. Pour chaque maille dans SURFEX, quatre types de surface sont reconnus : 1) la mer / océans, 2) lacs, 3) la nature, et 4) les zones urbaines. Les températures de surface, les flux de chaleur, la teneur en humidité de la canopée, les régions enneigées et les taux de fonte des neiges sont calculés pour chaque type de surface dans une maille (si une fraction d'un type de surface, la valeur moyenne pour chaque type de surface est pondérée pour une maille, figure 2.1). Chaque type a son propre ensemble de variables pronostiques, d'énergie de surface et de bilans hydriques. Les différentes approches, programmes et algorithmes dans SURFEX sont bien documentés et cités dans la documentation scientifique SURFEX (Le Moigne, 2009). Ce dernier fournit des informations sur le set-up du modèle et de son exécution, et sur les différentes options facultatives qui peuvent être appliquées. Ces deux documents sont disponibles sur le site dédié à SURFEX : www.cnrm.meteo.fr/surfex/.

Pour notre simulation, la coulée de lave est représentée dans SURFEX par une ligne d'émission potentielle de flux de chaleur, à partir de la bouche éruptive du volcan situé au 21.28°S et 55.77°E jusqu'au littoral situé au 21.28°S et 55.80°E. Cette représentation implique deux grandes approximations pour la coulée de lave. La première est la représentation schématique de la forme de coulée de lave, loin de la forme triangulaire observée. La

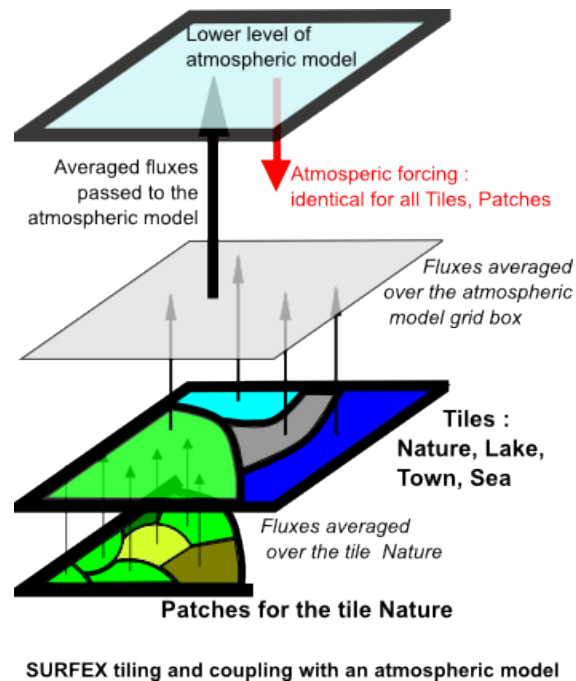


FIGURE 2.1 – Organisation de SURFEX et couplage avec le modèle atmosphérique Meso-NH. Les températures de surface, les flux de chaleur, la teneur en humidité de la canopée, les régions enneigées et les taux de fonte des neiges sont calculés pour chaque type de surface dans une maille. Si une fraction d'un type de surface, la valeur moyenne pour chaque type de surface est pondérée pour une maille, puis cette valeur est envoyée vers le premier niveau du modèle atmosphérique (Source : <http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/>)

deuxième est relative à la représentation statique de cette coulée sous SURFEX, puisque l'évolution de la coulée de lave n'est pas intégrée dans le temps. L'augmentation des flux de chaleur, engendrée par la propagation de la coulée de lave est modélisée en multipliant la ligne d'émission potentielle avec un coefficient proportionnel à l'intensité de l'éruption.

2.2.4 Configuration du modèle

La simulation sera effectuée avec la version Meso-NH 4.9.3. La simulation commence à 00h UTC le 2 avril 2007 et finit le 7 avril à 00h UTC. La simulation a deux domaines imbriqués. L'imbrication de deux modèles de résolution horizontale respective de 2 km et 500m a été nécessaire pour rendre compte de l'écoulement hydraulique autour de l'île, ainsi que les processus d'échelle aérologique. Le plus grand des domaines est centré sur l'île de la Réunion et s'étend sur 330 km du nord au sud et 450 km d'est en ouest. Le second domaine couvre uniquement la Réunion et son littoral avec un espacement horizontal de grille de 500m (figure 2.2). La grille verticale est composée de 72 niveaux pour les deux modèles permettant un étirement jusqu'à 31 km d'altitude et avec un premier niveau à 5m au-dessus du niveau du sol.

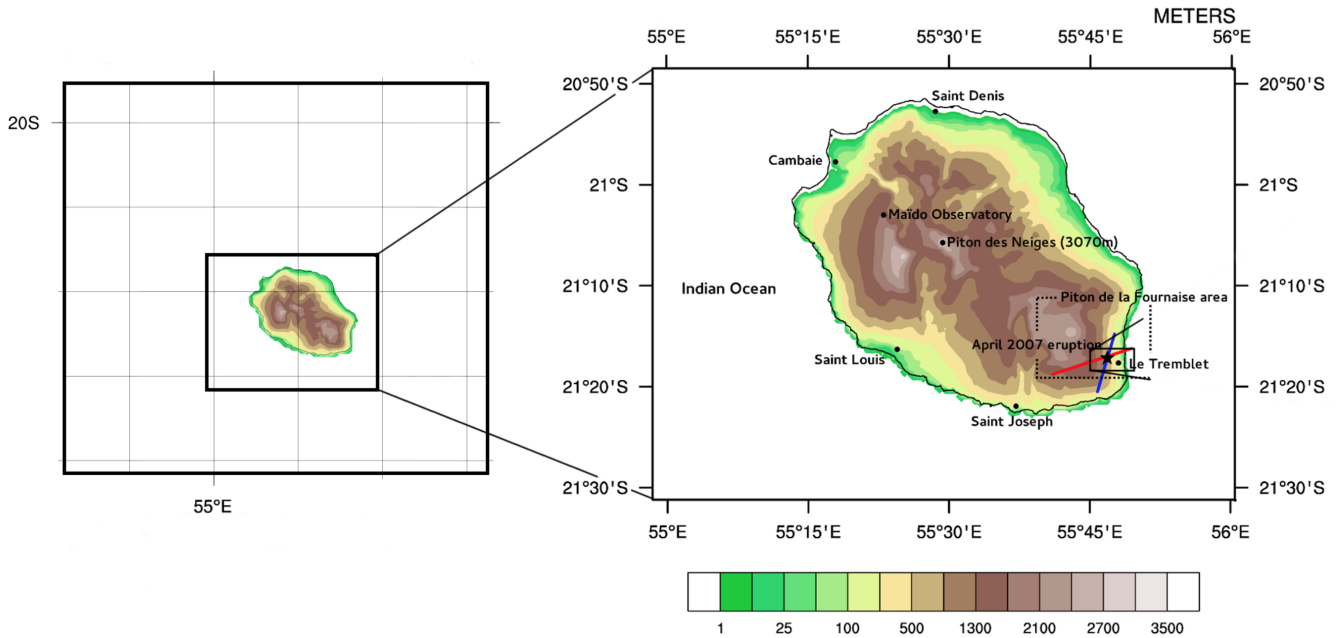


FIGURE 2.2 – Configuration des domaines père (2km d’espacement horizontal) et fils (500m d’espacement horizontal). Le plus grand est centré sur l’île de la Réunion et s’étend sur 330 km du nord au sud et 450 km d’est en ouest. Le second domaine couvre uniquement la Réunion et son littoral.

Le schéma microphysique choisit est Kessler. Les gouttelettes d’eau nuageuse se forment grâce au processus de nucléation hétérogène et par la condensation de la vapeur d’eau. Elles deviennent des gouttes de pluie par accréation ou par autoconversion. Les gouttes de pluie sédimentent lorsqu’elles atteignent une masse suffisante.

La turbulence est basée sur une fermeture d’ordre 1.5 et une équation pronostique de l’énergie cinétique turbulente et peut être 1D ou 3D selon la résolution visée (Cuxart et al., 2000). Les conditions initiales aux limites latérales sont extraites du Centre européen des prévisions météorologiques à moyen terme ainsi que via MOCAGE (Modèle de Chimie Atmosphérique à Grande Echelle) pour les champs chimiques. La chimie en phase gazeuse est activée sur les deux domaines et est résolue en utilisant le mécanisme chimique ReLACS (Regional Lumped Atmospheric Chemical Scheme, (Cuxart et al., 2000)), qui est une version réduite du mécanisme de la chimie atmosphérique régional comprenant l’oxydation du dioxyde soufre par le radical OH. Dans SURFEX, l’ensemble des émissions de SO₂ est libéré à la bouche éruptive. Cette hypothèse est en corrélation avec le fait que le magma dégage rapidement lorsqu’il atteint la bouche éruptive et ses environs. En conséquence, avec un espacement de grille horizontale de 500m, l’emplacement de l’émission de SO₂ est bien représenté.

2.3 Modeling the lava heat flux during severe effusive volcanic eruption : An important impact on surface air quality

2.3.1 Synthèse de l'article

Cette première étude a été valorisée sous la forme d'un article scientifique publié au Journal of Geophysical Research : Durand, J., P. Tulet, M. Leriche, S. Bielli, N. Villeneuve, A. Di Muro, and J.-B. Filippi (2014), Modeling the lava heat flux during severe effusive volcanic eruption : An important impact on surface air quality, J. Geophys. Res. Atmos., 119, doi :10.1002/2014JD022034. (Durand et al., 2006)

Un des premiers résultats marquants est la réussite du modèle Meso-NH à reproduire la dynamique générale de l'éruption. Ainsi pour les 5 jours de simulations, les stations d'observation simulées par Meso-NH sont en accord avec les observations in situ réalisées par l'Observatoire Réunionnais de l'Air. Le 4 avril, le pic de concentration de SO₂ observé par l'ORA est en concordance avec la simulation Meso-NH avec un maximum de 500 µg m⁻³ simulé pour Cambaie. Pour Saint Denis, l'absence de soufre d'origine volcanique est bien simulée, contrairement à Saint Louis où le modèle surestime les concentrations de SO₂. Cette surestimation est due à un modèle de convection peu profonde peu adapté à la phénoménologie d'une éruption volcanique, et à une proximité directe de Saint Louis au panache volcanique. Cette surestimation est aussi visible sur Saint Denis lors du maximum d'intensité de l'éruption le 6 avril, où un bref, mais fort pic de SO₂ de l'ordre de 450 µg m⁻³ est simulé.

Afin de montrer l'importance de l'injection des flux de chaleurs provenant de la lave sur la dynamique globale du panache volcanique, nous avons reproduit à nouveau cette simulation (notée NO-FLX) en supprimant cet apport calorifique. Dans ce cas, Meso-NH simule lors du maximum d'intensité de l'éruption des concentrations en SO₂ de l'ordre de 4000 µg m⁻³ pour Cambaie (Nord Ouest de l'île), 5500 µg m⁻³ pour Saint Louis (Sud-Ouest) et 3000 µg m⁻³ pour Saint Denis (Nord) soit des concentrations supérieures d'un facteur 35 aux observations de l'ORA en surface. Un des résultats les plus marquants de l'étude concerne l'importance des flux de chaleur dans la distribution verticale du soufre. Jusqu'alors, peu d'études avaient pu quantifier son importance. On remarque que la chaleur dégagée force une convection verticale qui transporte l'essentiel des polluants dans la troposphère libre. On s'aperçoit finalement que la partie surfacique du panache ne représente en fait que la partie diffusée du panache principal transporté au-dessus de 2000m d'altitude. Lorsqu'on simule l'événement sans cet apport de chaleur additionnel, les concentrations surfaciques en SO₂ deviennent très importantes dépassant de plusieurs ordres de grandeur les observations de l'ORA. Ainsi l'essentiel de la masse en soufre émis est transporté verticalement par la convection. Ces résultats indiquent aussi qu'une représentation réaliste de la distribution de la lave est nécessaire afin de bien représenter la distribution 3D des panaches.

L'activation de la chimie aqueuse dans les simulations a permis d'améliorer sensiblement

les surconcentrations en soufre. Une nouvelle simulation avec chimie aqueuse activée entre le 5 et 7 avril montre une baisse importante de l'ordre de 30 à 50% de la concentration en surface de SO_2 , due aux divers processus de transformations chimiques dans les nuages et par le lessivage du SO_2 par les précipitations.

Ces premières simulations sont encourageantes sur la capacité du modèle à simuler les phénomènes observés. Cependant, il est évident que de nombreuses améliorations vont devoir être apportées afin d'obtenir un système de prévision viable et automatisé. Parmi ces améliorations, la nécessité de descendre à nouveau en résolution en y ajoutant un troisième modèle d'une résolution de maille de l'ordre de la centaine de mètres pourrait permettre de représenter le panache de vapeur d'eau lors de l'interaction lave/océan, ainsi que de mieux représenter les circulations locales très complexes de la Réunion. Un couplage avec le modèle de surface ForeFire est également indispensable afin d'automatiser l'évolution de la propagation de la coulée de lave et des rejets volcaniques associés (flux de chaleurs, SO_2 , CO_2 , CO ...). On espère que la représentation spatiale de la coulée de lave avec ForeFire, et à plus haute résolution, permettra quant à elle d'affiner la dynamique et la microphysique du panache à l'aplomb de l'éruption et dans la région de pénétration de la lave en mer. Initialement destiné aux feux de forêt, ce dernier nécessite des développements numériques afin d'être adapté au cas d'une coulée de lave. ForeFire/Lava permet entre autres de réaliser une simulation off-line, sans couplage avec Meso-NH, afin de diagnostiquer de façon précise les différentes évolutions de ces flux.

Bien qu'avec le schéma EDKF la convection peu profonde soit assez réaliste, une amélioration est nécessaire pour adapter la convection peu profonde aux éruptions volcaniques. La hauteur d'injection du panache peut être facilement transposée au problème similaire que [Strada et al. \(2013\)](#) ont mis en avant concernant une convection non adaptée à la modélisation de feux de forêt tropicaux et à des hauteurs d'injection trop faibles. Enfin, une prochaine étape sera d'activer la chimie aqueuse sur l'ensemble des futures simulations, afin de réaliser une étude sur les transformations du soufre volcanique en pluie acide, ainsi que d'effectuer des bilans sur les dépôts acides sur l'ensemble de l'île de La Réunion pour répondre à tous les dangers que présentent les polluants volcaniques.

¹ **Modeling the lava heat flux during severe effusive volcanic**
² **eruption: an important impact on surface air quality**

Jonathan Durand,¹ Pierre Tulet,¹ Maud Leriche,² Soline Bielli,¹ Nicolas

Villeneuve,³ Andrea Di Muro,³ and Jean-Baptiste Fillipi⁴

¹LACy, UMR 8105, CNRS - Université de
La Réunion, Météo-France

²LA, UMR 5560, CNRS - Université de
Toulouse III

³IPGP, UMR 7154, CNRS - Université Paris
Diderot

⁴SPE, UMR 6134, CNRS - Université de
Corse

Abstract. The Reunion Island experienced its biggest eruption of Piton de la Fournaise volcano during April 2007. Known as “the eruption of the century”, this event degassed more than 230 KT of SO₂. These emissions led to important health issues, accompanied by environmental and infrastructure degradations. This modeling study uses the mesoscale chemical model MesoNH-C to simulate the transport of gaseous SO₂ between April 2nd and 7th, with a focus on the influence of heat fluxes from lava. This study required the implementation of a reduced chemical scheme, a basic surface model and an estimation of lava heat fluxes in the atmospheric model. The model was able to reproduce general trends of this eruption, in particular the crossing of trade wind inversion, the SO₂ surface concentration (with highest peak of SO₂ of 600 $\mu\text{g m}^{-3}$ observed April 4th for western Reunion locations), and the wet deposition associated to rainfall. A sensitivity study shows that without heat fluxes over the vent and the lava flow, simulated SO₂ surface concentration are up to 45 times higher than observed.

1. Introduction

1.1. Generalities

Volcanoes are one of the most important natural sources of air pollution, both during and between eruptions [Oppenheimer, 2003]. It is essential for different areas of atmospheric science to have a good knowledge of volcanic volatile emissions in time and space, their atmospheric chemistry, physical and radiative effects. There are two different types of volcanoes: "reds" volcanoes characterized by relatively quiet effusive eruptions and transmitting any fluid lava in the form of castings, and "gray" volcanoes characterized by explosive eruptions and emitting pasty lava and ash in the form of pyroclastic flows. Each type of volcano is impacting the atmosphere in very different way, particularly in terms of injection depth and nature of the products ejected. Explosive volcanic eruptions such as those of El Chichon (Mexico) in 1982 [Pollack *et al.*, 1983; Hoffman, 1987] and Mount Pinatubo in 1991 [McCornick *et al.*, 1995; Fiocco *et al.*, 1996; Robock, 2002], mainly affected climate because of radiative and chemical impact of the plumes formed by aerosols injected into the stratosphere [Solomon, 1999; Robock, 2000, 2002]. For effusive volcanic eruptions such as those of Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean), the problem is different. Knowledge of their atmospheric and environmental impacts in the troposphere and degassing processes has some shortcomings. By chemical oxidation reactions, volcanic gases such as SO₂, which is predominant during the degassing of the lava, become acidic and can interact with the aerosol phase as precursors of particles through nucleation and/or condensation. These tropospheric volcanic aerosols play an important role in atmospheric radiation, directly by scattering and absorbing of short wave radiation, and indirectly by changing cloud cover and cloud properties [Hobbs *et al.*, 1982; Al-

brecht, 1989; *Kaufman et al.*, 2000; *Yuan et al.*, 2011a, b]. Tropospheric volcanic aerosols and gaseous compounds, especially sulfur dioxide, can also be source of risks to terrestrial ecosystems and health at local or regional scales [*Baxter et al.*, 1982; *Mannino et al.*, 1996; *Allen et al.*, 2000; *Delmelle et al.*, 2001]. Piton de la Fournaise is a typical basaltic shield volcano located on the Indian Ocean Island of Réunion and, as Etna and Kilauea, it is one of the world's most active effusive volcanoes, with an eruption occurring every 10 months in average [*Roult et al.*, 2012]. Reunion island is born 3 million years ago in the emergence of a gigantic volcano, in the southwest of the Indian Ocean at 21.06°S and 55.32°E. It presents on its 2512 km² a unique variety of landforms and landscapes with Piton des Neiges (3071m) being its highest point. The orographic influence on local dynamics of Reunion Island expected to be major. The interaction of the high mountainous terrain with the synoptic flow induces a large variability of wind field at local scale. The maritime and tropical location of the island, as well as the complexity of the terrain and wind exposure, imply a multitude of local circulations and weather, marked by large variations in temperature and precipitation. Modeling of local circulations is very complex to achieve in an environment like Réunion Island because it is the result of a complex interaction between topographic circulations, thermal breezes and local formation of clouds and precipitation. During an eruption, other parameters make modeling more difficult, including the effects of the dynamics of volcanic flows and thermal secondary effects associated with lava flow. Few studies, as the Vog Measurement and Prediction Project (VMAP) on island of Hawaii (<http://mkwc.ifa.hawaii.edu/vmap/hysplit>), have been able to accurately represent the distribution of volcanic pollution at characteristic scales of a volcanic island. The Piton de la Fournaise eruption of April 2007 presented all the characteristics of complex flow of sulfur dioxide with a temporal discontinuity between the highest concentrations of surface SO₂

observed and the paroxysmal period of emission from the vent. The sulfur dioxide SO_2 is the second gas emitted at the Piton de la Fournaise volcano after water H_2O , followed by carbon dioxide CO_2 and hydrochloric acid HCl . The objectives in the framework of this case study are two-folds. First the paper aims to investigate the complex transport and distribution of the sulfur dioxide influenced by steep topography and three-dimensional atmospheric circulation. The second objective is to highlight the influence of the cloud scavenging and the heat fluxes on the SO_2 surface concentration. For the latter, high resolution numerical simulations have been used to analyze the sensitivity of the heat fluxes on the volcanic pollutants. This paper starts with a brief description of April 2007 eruption as well as numerical methods (section 2). Section 3 is devoted to analyzing the estimation of the heat flux release during the eruption. The section emphasizes the influence of lava flow on the convection and its consequences on the SO_2 distribution.

1.2. Description of the April 2007 eruption of the Piton de la Fournaise

In April 2007, the Reunion's Island has known its biggest eruption of Piton de la Fournaise volcano at least three centuries [Michon *et al.*, 2013]. Within a month, 210 Mm^3 of lava flowed out with 90 Mm^3 reaching the sea. Above all, the collapse of the summit caldera caused significant morphological change [Michon *et al.*, 2007]. Due to this nearby events and large environmental and civil protection impacts, this eruption is very well described in literature [Staudacher *et al.*, 2009; Vlastélic *et al.*, 2012; Barde-Cabusson *et al.*, 2011; Tulet and Villeneuve, 2010; Di Muro *et al.*, 2014]. After two short eruptive events (18 February and 30 March), a critical phase of the eruption started at 06 UTC on 2 April, located on the lower south-eastern part of the volcano ($55^\circ 46' 25.5'' \text{ E}$; $21^\circ 16' 54.6'' \text{ S}$, WGS84) at only 590m above the sea level and only 3km from the coast (Figure 1). In less than eleven hours, two main lava streams reached the sea,

producing significant water vapor plumes with a very low pH due to strong presence of sulfuric and chlorohydric compound ($\text{pH} < 2$, *Staudacher et al.* [2009]). During the first two day, lava fountains up between 50m and 150m high were observed. From 4 April, MODIS sensor shows a significant increase of the lava flow rate until the 6th of April, where the peak of emissions of lava was observed (greater than $200 \text{ m}^3/\text{s}$ at the vent, *Coppola et al.* [2009]; *Staudacher et al.* [2009]). SO_2 emissions, proportional to lava emissions, were estimated at 80 kg s^{-1} the 4 April 12 UTC, 320 kg s^{-1} the 5 April 12 UTC and 1600 kg s^{-1} the 6 April 12 UTC before a strong decrease until 8 April 12 UTC at 55 kg s^{-1} , and finally a constant emission of $55\text{-}70 \text{ kg s}^{-1}$ until 11 April [*Tulet and Villeneuve*, 2010]. The peak of degassing was simulated at 1800 kg s^{-1} on April 6, with the total budget estimated at 230kT, which is in agreement with the petrologic estimation of 311kT [*Di Muro et al.*, 2014]. The Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF) recorded the 5 April at 20:48 UTC an earthquake of 4.8 magnitude synchronous with the caldeira collapse [*Michon et al.*, 2007; *Staudacher et al.*, 2009]. As described in *Tulet and Villeneuve* [2010] the location of this ash plume is well separate from the SO_2 one, as well as the vapor plume. The 6 April, lava fountains reached more than 200m high, and there were several tens of individual lava flows from 2 to 20m wide [*Staudacher et al.*, 2009]. At this moment, the lava flow reaches its maximum lateral and longitudinal extents. In late 6 April, the intensity dramatically decreases, and the eruption became more “typical” compared to usual eruptions of Piton de la Fournaise. The 12th of April, the shallow seismicity came back at its highest, causing a new Dolomieu crater collapse. In the next days, the lava eruption intensity became steady with effusion measured at $15\text{-}20 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. This last event continued until May 1st 2007, the last eruption day.

1.3. ORA observations

ORA (Observatoire Réunionnais de l'air) provides daily monitoring of air pollution levels. It is equipped with several fixed and mobile stations along the Reunion coastline, measuring continuously primary and secondary pollutants. During the April 2007 eruption, 8 stations measured the SO₂ surface concentration from Saint Louis to Saint Denis passing through Cambaie in the west (Figure 1). Data from these three stations are compared to simulations. The first day, surface concentration of SO₂ is very low with value under $20 \mu\text{g m}^{-3}$ for all stations (Figure 2). The next day from 02 UTC, Saint Louis and Cambaie stations measured significant increases of SO₂ concentrations with a peak of more than $60 \mu\text{g m}^{-3}$ for Cambaie and $200 \mu\text{g m}^{-3}$ for Saint Louis at 06 UTC. The 4th of April, new strong increases of surface concentration have been measured by all stations located on the southwest and northwest coast. A peak of $600 \mu\text{g m}^{-3}$ was observed at Cambaie and $587 \mu\text{g m}^{-3}$ in Saint Louis at 13 UTC. A significant decrease followed this peak of SO₂ surface concentration, with SO₂ concentration falling below the $100 \mu\text{g m}^{-3}$ threshold at the end of the day. The 5th, a slight increase appears at dawn (from 03 UTC) with $200 \mu\text{g m}^{-3}$ for Cambaie and $269 \mu\text{g m}^{-3}$ for Saint Louis. Subsequently, from the 5th (12 UTC) to the 10th of April (06 UTC), the concentration varied between $20 \mu\text{g m}^{-3}$ to $120 \mu\text{g m}^{-3}$ for all west coast station except Saint Louis station, where brief peaks appeared for few hours on the 10th ($345 \mu\text{g m}^{-3}$) and the 24th ($390 \mu\text{g m}^{-3}$). The highest values measured by ORA are not in phases in time with the maximum emitted from the vent. This paradox needs a detailed study of sulfur dioxide transport.

2. Model description

2.1. Atmospheric model

The mesoscale non hydrostatic atmospheric model (MesoNH) developed by the Centre National de la Recherche Météorologique and the Laboratoire d'Aérodynamique [Lafore *et al.*, 1998] has been used for the study. MesoNH can be used at all scales ranging from synoptic to large eddy scales (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/>). It can be run in a two way nested mode involving up to eight nesting stages. Different sets of parameterizations have been introduced for convection [Bechtold *et al.*, 2001; Pergaud *et al.*, 2009], cloud microphysics [Cohard and Pinty, 2000], turbulence [Bougeault and Lacarrere, 1989], lightning [Barthe *et al.*, 2007], gaseous chemistry [Suhre *et al.*, 1998; Tulet *et al.*, 2003], cloud chemistry [Leriche *et al.*, 2000] and aerosols [Tulet *et al.*, 2005; Grini *et al.*, 2006].

2.2. Surface model

The SURFEX surface scheme is coupled with MesoNH to simulate surface processes, thermodynamic and chemical exchanges with the atmosphere. (<http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/>; Masson *et al.*, 2013.). SURFEX is composed by various parameterizations for natural land surface [Noilhan and Mahfouf, 1996; Bougeault and Lacarrere, 1989], urbanized area [Masson, 2000], lakes and oceans [Salgado and Le Moigne, 2010] and chemistry and aerosols surface processes [Tulet *et al.*, 2003; Mokhtari *et al.*, 2012]. The coupling with the atmospheric model is performed by averaging the surface fluxes over a model grid box. Within SURFEX, the lava flow is represented by a line of potential heat flux emission, starting from the vent of the volcano at 21.28°S and 55.77°E to the coastline at 21.28°S and 55.80°E. This representation implies two major approximations for the lava flow. The first one is the misrepresentation of lava flow shape, as the observed lava flow has a triangular shape. The second is relative to the static represen-

144 tation of the lava under SURFEX, when the lava propagation is not integrated in time. The
 145 increasing surface of lava flow and its heat flux is modeled by multiplying the line of potential
 146 emission with a coefficient proportional to the increase of the lava flow surface.

2.3. Model configuration

147 The simulation starts at 00 UTC on April 2nd 2007, and ends at 00 UTC on April 7th 2007.
 148 The simulation has two nested domains with Kessler microphysics scheme and TKE turbu-
 149 lence scheme (prognostic turbulent kinetic energy, one and a half order closure). The largest
 150 domain with high model grid spacing (2km) is centered over the Reunion island. The do-
 151 main extends over 330km from north to south and 450km from east to west. The second
 152 domain covers only the Reunion Island and its coastline with a horizontal model grid spac-
 153 ing of 500m. The vertical grid is composed of 72 levels for both models stretching up to
 154 31km altitude with a first level 5m above ground level. Initial and lateral boundary condi-
 155 tions are extracted from ECMWF analysis for the meteorological fields and from MOCAGE
 156 (<http://www.cnrm.meteo.fr/gmgec/spip.php?article87>) for gaseous chemistry fields. The gas
 157 phase chemistry is resolved on both domains using the ReLACS chemical mechanism [*Crassier*
 158 *et al.*, 2009], which is a reduced version of RACM including the oxidation of sulfur dioxide by
 159 OH radical. In SURFEX, the entire SO_2 emission is released at the vent. This assumption is
 160 well correlated with the fact that the magma begin to degas when it reaches the vent and its sur-
 161 roundings. In consequence, with a 500m MesoNH horizontal model grid spacing, the location
 162 of SO_2 emission is well represented. A simulation protocol was implemented to limit the model
 163 drift by reinitializing the model dynamic (wind, humidity and temperature filed) in the middle
 164 of the simulation while the chemical fields have been preserved along the whole period (Figure
 165 3). A second simulation starts the 3rd at 18 UTC until the 4th of April at 00 UTC. This latter

provides at its end the dynamic fields refresh, while suppressing the need for model spin-up (time taken by the model to reach equilibrium state). Finally, a new simulation starts the 4 April at 00 UTC with the dynamic of simulation 2 and chemistry of simulation 1.

Sensitivity tests are made in this study to highlight the influence of heat fluxes in the transport of volcanic pollutants and the influence of cloud chemistry in scavenging sulfur dioxide. The 3 simulations configurations are sum up in the table 1.

3. Estimations of thermodynamic emissions

3.1. Heat flow estimation

Lava heat is released in the atmosphere from the core of an active flow by conduction through the basal, lateral and surface crusts [Oppenheimer, 1991; Klingelhofer *et al.*, 1999; Quarenzi *et al.*, 2004]. At the surface, heat losses are dominated by radiation ($5 \times 10^4 \text{ W m}^{-2}$) and convection (10^4 W m^{-2}), whereas conduction from the base to the ground is predominant (10^3 W m^{-2} , Harris *et al.* [2005]). For this study, only convective heat fluxes are implemented, with the assumption that heat losses by conduction and by rain falling on the flow (250 W m^{-2} , Harris *et al.* [2005]) are negligible. As the influence of radiant heat fluxes is inversely proportional to the square of the distance; we have also neglected it for our simulation. The heat flow by convection is calculated from:

$$Q_{conv} = hc(T_{surf} - T_{air})$$

With hc the heat transfert coefficient estimated at 50 W m^{-2} by Keszthelyi *et al.* [2003], T_{surf} the lava surface temperature and T_{air} the air temperature (290K). Estimation of the sensible heat fluxes, and hence the lava cooling, is mainly controlled by the surface winds. The heat flux relation to the wind from Keszthelyi observations are taken into account in our model (Figure

185 4). The surface covered by hot (1100°C) liquid lava flow and the crusted (400°C) lava is taken
 186 from the day by day observation given by *Bachèlery et al.* [2014] between April 2nd and 8th,
 187 allowing the estimation of the heat flow (in m^2) from the ground.

4. Sulfur transport during the April 2007 eruption of Piton de la Fournaise volcano using MesoNH atmospheric model

4.1. SO_2 mass burden

188 Figure 5 represents the evolution of SO_2 mass burden simulated by MesoNH between April
 189 3rd and April 6th at 18 UTC. The first period until 4 April shows that the plume is oriented to
 190 the west with a maximum of mass burden of 210 DU. From April 5 and 6, the plume at the
 191 vent, above 5km ASL is oriented to the north with a large value (330 DU) over Reunion island.
 192 During this period, the strong presence of SO_2 in the north of Reunion Island indicates a plume
 193 separation. The change in direction between the two periods is due to the SO_2 plume crossing
 194 the inversion of trade winds around 3500m-4500m ASL. Below the inversion, a lower branch
 195 of the SO_2 plume is transported westward by the trade winds, while above, an upper plume is
 196 advected eastward. This analysis of SO_2 plume evolution in the first 4 days of the eruption is
 197 consistent with the study based on satellite data OMI and CALIOP by Tulet and Villeneuve
 198 (2010).

4.2. Simulated SO_2 surface concentrations

199 In the morning of April 2, the SO_2 plume at the surface is oriented southwestwards, contourn-
 200 ing by the south the Piton de la Fournaise area. The plume is then transported along the coastline
 201 influenced by the trade winds circumventing the island, where a strong gradient of SO_2 appears.
 202 During this day, the SO_2 plume reaches Cambaie, at the northwest of the island with low surface
 203 concentration of SO_2 in order of some tens of $\mu\text{g m}^{-3}$. The strongest simulated concentrations

are located at low altitude, near Saint Joseph in the south, with $350 \mu\text{g m}^{-3}$. For other stations, SO_2 surface concentration is $125 \mu\text{g m}^{-3}$ at Saint Louis in the southwest or a comparatively low $25 \mu\text{g m}^{-3}$ is observed in Sainte Thérèse in the northwest, while concentrations in Saint Denis to the north is even lower with $1 \mu\text{g m}^{-3}$. Not much changes occur the 3th of April, when the overall atmospheric dynamics confine the volcanic pollutants to the west of the island (Figure 6, dots represent ORA stations, Saint Denis at the north, Cambaie at the northwest and Saint-Louis at the southwest). Concentrations for the majority of the stations are stronger than the eve, with $200 \mu\text{g m}^{-3}$ at Saint Louis and $75 \mu\text{g m}^{-3}$ at Cambaie and Sainte Thérèse (Figure 6). However, the strong SO_2 gradient noted earlier is no longer present on April 3rd. SO_2 distribution appears larger on the south and west side of La Reunion and to the west above the ocean.

Higher concentrations are simulated the 4th of April, with a peak of $680 \mu\text{g m}^{-3}$ obtained at St. Joseph and $350 \mu\text{g m}^{-3}$ obtained at St. Louis. For stations in the north of the island, the concentrations are close to of those April 3rd. The maximum SO_2 concentration at the surface is thus located in the heights of the island, where high concentrations are simulated notably with more $1000 \mu\text{g m}^{-3}$ in the heights above the city of Saint Joseph (south of Réunion Island). On the 5th of April, an increase of heat flow and a decrease in the stability of the atmospheric boundary layer allows the plume to reach higher altitude and in consequence be oriented directly to the northwest.

Finally, the 6 April, high concentrations are only simulated over the entire southern half of the island, with concentrations over $5000 \mu\text{g m}^{-3}$, 10 times the threshold recommended by European standards. Unfortunately, no observations are available in the south of the island to validate these very high-simulated concentrations the 6 April.

4.3. Comparison between MesoNH simulation and ORA data

From 2 to 5 April, the simulation succeeds to correctly reproduce general trends for all simulated stations on the island (Figure 7). On the 2nd, the SO_2 surface concentration given by MesoNH corresponds to ORA observations for these three stations with values below $15 \mu\text{g m}^{-3}$ for Cambaie and Saint Denis and a peak of $200 \mu\text{g m}^{-3}$ in the middle of the day for Saint Louis. On the 3rd, Saint Denis station did not record any presence of SO_2 while Cambaie station had a gradual increase with a peak of $85 \mu\text{g m}^{-3}$ for ORA observation and $135 \mu\text{g m}^{-3}$ in MesoNH simulation. Saint Louis has experienced a significant increase with a SO_2 surface concentration of $480 \mu\text{g m}^{-3}$ measured by ORA and of $605 \mu\text{g m}^{-3}$ simulated by MesoNH, once again in the middle of the day. The 4th of April, no changes occurred for Saint Denis, while a strong SO_2 increase appears at Cambaie with $500 \mu\text{g m}^{-3}$ in MesoNH and $601 \mu\text{g m}^{-3}$ for ORA observations. The same behaviour is also seen for Saint Louis station, with $585 \mu\text{g m}^{-3}$ observed against a strong over concentration simulated value of $1135 \mu\text{g m}^{-3}$. It is important to note that this latter station is positioned on a very strong gradient of SO_2 ($1135 \mu\text{g m}^{-3}$ to $220 \mu\text{g m}^{-3}$ at 5km away). This strong increase is immediately followed by a sharp decrease at the end of the day, with value below $150 \mu\text{g m}^{-3}$ for Cambaie and $200 \mu\text{g m}^{-3}$ for Saint Louis. On the 5th SO_2 , concentration varies between 30 to $200 \mu\text{g m}^{-3}$ for Cambaie, and 10 to $300 \mu\text{g m}^{-3}$ for Saint Louis except in the evening (18 UTC) where the simulation does not succeed to keep low concentration values ($550 \mu\text{g m}^{-3}$ simulated instead of $35 \mu\text{g m}^{-3}$ observed). For the simulation's last day, the SO_2 surface concentration given by the model is stronger than observations, with highest values of more than $450 \mu\text{g m}^{-3}$ (against $45 \mu\text{g m}^{-3}$ observed) at Cambaie and a peak of $590 \mu\text{g m}^{-3}$ at Saint Louis instead of $55 \mu\text{g m}^{-3}$. The same anomaly appears for Saint Denis, when shortly after 00 UTC, the simulation gives a peak of $450 \mu\text{g m}^{-3}$ instead of a total absence of

248 volcanic SO₂ highlighted by ORA measurements. Despite these orders of magnitude anomalies
 249 from the April 6th, and the global over exposition of SO₂ surface concentration for Saint Louis,
 250 SO₂ concentrations between 2 and April 7 are generally consistent with ORA measurements.
 251 The simulation succeed to recreate the paradoxical situation between the highest surface SO₂
 252 concentration measured by ORA the 4 April whereas the paroxysmal intensity of the eruption
 253 is in the night (from 20 UTC) of the 5 April and on April 6th.

4.4. Vertical transport above the eruption

254 The increased lava flow and its greater surface coverage between April 2 and 7 consequently
 255 involves an increase in heat flux over the lava flow. Heat flow for the first three days are moderate
 256 with an average of 12800 W m⁻². Local circulation is still dominated by trade winds with
 257 surface winds around 5 m s⁻¹. The plume reached 2.5km ASL. (under 100 μg m⁻³) and the
 258 highest SO₂ concentration value are close to the surface (23000 μg m⁻³). However, from April
 259 5th, the general trend is the increasing of trade winds (11 m s⁻¹ around the eruption zone). This
 260 increase induces more heat flux (22500 W m⁻² April 5) and a local breeze in the eruption area
 261 which creates a more efficient vertical transport of volcanic sulfur.

262 The surface warming and the heat flow associated with the lava flow generate atmospheric
 263 instability in the low layers of the troposphere. On Figure 8, the strong convection above the lava
 264 flow creates a large mixing area with a maximal negative vertical gradient of equivalent potential
 265 temperature of $\partial\theta_e/\partial z = -1.5\text{K/km}$ between the lava and 7km ASL. Under the influence of the
 266 trade winds, the vertical structure of the plume in altitude is moving slightly westward. The
 267 vertical wind above the eruption reached 14 m s⁻¹ from 3 to 5km ASL. and transports SO₂ up
 268 to 8 km high (under 100 μg m⁻³), ie above the inversion zone trade winds situated between 2.5
 269 and 3.5 km of altitude. At this altitude the plume is in thermodynamic equilibrium with the

environment and oriented according to the wind direction, ie west/southwest. The plume is no longer transported to the west, but in the direction of Mauritius and Australia. High values of SO_2 concentration are modeled up to 6km (above $30000 \mu\text{g m}^{-3}$) the 6 April (Figure 9, cross section in left panel corresponds to blue line (2 April) in Figure 1 and cross section in right panel corresponds to red line (6 April)).

4.5. Rainfall and aqueous chemistry

The 5 and the 6 April, strong clouds formations appears in the Piton de la Fournaise area. The associated accumulated rainfall simulated between 2 and 7 April 2007 by MesoNH is consistent with Meteo-France observations (Figure 10). Only the southeast weather station gives high rainfall value (67mm cumulated), whereas the western weather station recorded lower value (15mm and 6mm). One possible causes of concentrations overprediction for April 6th is that the scavenging of SO_2 by rain and cloud water leading to sulfuric acid formation is not taken into account in the simulation. However, Meteo-France measurements have shown that between April 2 and 7, the largest quantity of rain were observed only for the 6 April in the volcanic region. As MesoNH includes a cloud chemistry module [Leriche *et al.*, 2013] a sensitivity test was realized from April 5 18 UTC to April 7 00 UTC (limited period due to high computational cost) by activating this module. A simplified mechanism in aqueous phase was used including the oxidation of SO_2 into sulfuric acid by hydrogen peroxide, ozone and pernitric acid [Leriche *et al.*, 2003]. The module includes also the mass transfer kinetic for the exchange between the gas phase and liquid phases of soluble gases and their redistribution between cloud water and rainwater by microphysical processes (collision/coalescence leading to precipitation and sedimentation of raindrops leading to wet deposition).

One of the main consequence of cloud chemistry activation is a global decrease of SO_2 surface concentration due to SO_2 scavenging by rainfall and aqueous phase SO_2 chemistry transformation inside clouds over Reunion Island. The 6 April at 13 UTC, the difference of SO_2 surface concentration between the simulation with cloud chemistry activated (AQ simulation) and reference simulation (REF) reach up to $-700 \mu\text{g m}^{-3}$ over the high terrain in the center of the island (Figure 11). The SO_2 surface concentration for the western coastline is $200 \mu\text{g m}^{-3}$ lower for the AQ simulation than the REF simulation and for the Piton de la Fournaise area, a strong decrease appears due to the proximity of the vent with the presence of high rainfall this day over the volcano. Generally, a 30% to 60% decrease is simulated by MesoNH, giving SO_2 surface concentrations close to ORA observations (Figure 12).

5. Influence of sensible heat fluxes in the transport of SO_2

A sensitivity study was performed to characterize the influence of heat flux forcings over the vent and lava on the vertical transport of SO_2 (Figure 9). To do so, an additional simulation has been made without thermodynamic flux (NO-FLX) to highlight the contribution of these fluxes in the transport and the dispersion of sulfur dioxide. This simulation rapidly presents large discrepancy from the reference simulation (REF) as shown by Figure 13 in the differences of SO_2 concentration (in $\mu\text{g m}^{-3}$) between the NO-FLX simulation and the REF simulation on the 3,4,5 and 6 of April at 13 UTC. A strong positive difference in concentrations appears for the whole southern part of the island with a maximum of $32000 \mu\text{g m}^{-3}$. The northwestern part of the island is also overexposed to higher concentrations of the order of $500 \mu\text{g m}^{-3}$ for April 3 and $1000 \mu\text{g m}^{-3}$ from April 3 to 5. Conversely, negative anomalies are simulated the 4th of April for the northwest with less than $340 \mu\text{g m}^{-3}$ compared to concentrations in the REF simulation. As a main consequence, concentrations obtained with the simulation NO-FLX are

also far from ORA measurements. In general, unrealistic peaks are simulated (Figure 14) with a factor of 5 to 35 in the south, and 5 to 10 in the northwest compared to ORA observations. Taking into account sensible heat flux from lava is therefore of prime importance as the NO-FLX simulation did not recreate correctly the spatial and temporal distribution of sulfur dioxide for the 2007 eruption of Piton de la Fournaise. Here, the lack of heat flux injection did not allow adequate vertical transport, essential to get an overall good representation of SO₂ distribution. As a general consequence we estimate that numerical modeling of the April 2007 eruption cannot be represented without heat flux correctly estimated and injected at the eruptive vent.

6. Conclusions

The objective of this study was to model fine scale spatial distribution of SO₂ degassed during the eruption of the Piton de la Fournaise in April 2007. It was necessary to adequately modeled the heat flux injection over the vent and lava flow to simulate the atmosphere dynamics that drives this SO₂ distribution. The simulation has been found to be in relatively good agreement with observations, and highlighted two phases. With moderate value of heat fluxes from lava flow (12800 W.m⁻²), the first phase, between April 2 and 4, shows a SO₂ plume still contained under the trade wind inversion at 3km ASL. The main consequence is a high SO₂ surface concentration for western stations (600 μg m⁻³ for ORA observations, 500 μg m⁻³ for simulation at Cambaie). The second phase, between April 5 and 7, corresponds to the eruption maximum intensity. This high intensity is accompanied by a strong increase in lava heat flux (22500 W m⁻²) that allows the SO₂ plume to cross the trade wind inversion, and reach an altitude of 8km ASL on the 6th of April. This deep convection reduces surface SO₂ concentration (600 μg m⁻³ to 100 μg m⁻³ in few hours at Cambaie), but the model fails to keep low SO₂ surface concentration on the last simulation day (peaks at 400 μg m⁻³ instead of 55 μg m⁻³ at the end of 6 April). These

over predictions were addressed by taking into account the cloud chemistry in a sensitivity study realized from 12 UTC on April 5 to April 7. During this period, the scavenging of SO_2 by rain water and cloud water significantly reduces SO_2 surface concentration, producing sulfuric acid and as a consequence acid rain. Overall, the reference simulation was largely in good agreement and within the same order of magnitude, with the observation values from ORA. To highlight heat flux influence, a second sensitivity study was performed, in which the heat fluxes from the vent and lava flow were totally suppressed. Without these additional contributions of heat flux, the simulated surface concentrations are up to 45 times higher than the observations. One of the main conclusions of the study is that heat flux above lava is a crucial parameter to take into account in order to reproduce correctly SO_2 distribution. This additional energy allows the development of strong convection that injects volcanic discharges over the atmospheric boundary layer. The heat flux model, although still imperfect by its surface representation, significantly improve the SO_2 spatial distribution, as shown in this study by respecting orders of magnitude compared to observations and by displaying correct temporal evolution of the simulated surface concentrations.

A perspective of improvement is the implementation of a new deep convection scheme to improve the representation of sub-grid convective transport in MesoNH model. The initial deep convection scheme from MESO-NH basic package is not adapted for an extreme event such as volcanic eruption. Indeed, some important processes are not taken into account or are not representative of a phenomenology of an eruption, such as the speed of ejection of gas and heat flow, or the absence of the mixing vertical processes. A strategy could be a coupling system between a more detailed lava surface model and MesoNH atmospheric model to better reproduce the distribution and evolution of the lava during the period.

Acknowledgments. We greatly acknowledge the MesoNH assistance, especially C.Lac and J.Escobar. Computer resources were provided by CINES (Centre Informatique National de l'Enseignement Supérieur <http://www.cines.fr/>, project no. lac6309) and CCUR (Centre de Calcul de l'Université de la Réunion) for the access to super-computer. We also thank ORA (<http://www.atmo-reunion.net/>) for free access to their data. Finally, we would like to thank OSU-R, OMNCG federation, Reunion University and LEFE/INSU program for funding this work.

References

- Albrecht, B. A. (1989), Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness., *Science*, 245.
- Allen, A. G., P. J. Baxter, and C. J. Ottley (2000), Gas and particle emissions from soufrière hills volcano, montserrat, west indies: characterization and health hazard assessment., *Bull. Volcanol.*, 62.
- Bachèlery, P., F. Saint-Ange, N. Villeneuve, B. Savoye, A. Normand, E. Le Drezen, A. Barrère, J. Quod, and C. Deplus (2014), Aâa lava flows into the sea, april 2007, piton de la fournaise volcano, la réunion island, *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean: Piton de la Fournaise and Karthala. Active Volcanoes of the World. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg*.
- Barde-Cabusson, A., S. andÂ Finizola, A. Peltier, M. Chaput, N. Taquet, S. Dumont, Z. Duputel, A. Guy, L. Mathieu, S. Saumet, F. Sorbadère, and M. Vieille (2011), Structural control of collapse events inferred by self-potential mapping on the piton de la fournaise volcano (la reunion island)., *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, doi:doi: 10.1016/j.jvolgeores.
- Barthe, C., J. Pinty, and C. Mari (2007), Lightning-produced nox in an explicit electrical scheme tested in a stratosphere-troposphere experiment: Radiation, aerosols, and ozone case study, *J.*

- 379 *Geophys. Res.*, *112*, doi:10.1029/2006JD007402.
- 380 Baxter, P. J., R. Stoiber, and S. N. Williams (1982), Volcanic gases and health: Masaya volcano,
381 nicaragua, *Lancet*, *2*.
- 382 Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard (2001), A mass-flux convection
383 scheme for regional and global models, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, *127*, 869–886.
- 384 Bougeault, P., and P. Lacarrere (1989), Parametrization of orography induced turbulence in a
385 meso-beta model, *Mon. Weather Rev.*, *117*.
- 386 Cohard, J., and J. Pinty (2000), A comprehensive two-moment warm microphysical bulk
387 scheme, ii: 2d experiments with a non hysrostatic model, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, *126*.
- 388 Coppola, D., D. Piscopo, T. Staudacher, and C. Cigolini (2009), Lava discharge rate and effusive
389 pattern at piton de la fournaise from modis data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*.
- 390 Crassier, V., K. Suhre, P. Tulet, and R. Rosset (2009), Development of a reduced chemical
391 scheme for use in mesoscale meteorological models, *Atmos. Environ.*, *34*.
- 392 Delmelle, P., J. Stix, C.-A. Bourque, P. Baxter, J. Garcia-Alvarez, and J. Barquero (2001),
393 Dry deposition and heavy acid loading in the vicinity of masaya volcano, a major sulfur and
394 chlorine source in nicaragua, *Env. Sci. Tech.*, *35*.
- 395 Di Muro, A., N. Métrich, D. Vergani, M. Rosi, P. Armienti, T. Fougereux, E. Deloule,
396 I. Arienzo, and L. Civetta (2014), The shallow plumbing system of piton de la fournaise vol-
397 cano (la réunion island, indian ocean) revealed by the major 2007 caldera forming eruption,
398 *Journal of Petrology*, *accepted in press*.
- 399 Fiocco, G., D. Fua, and G. Visconti (1996), The mount pinatubo eruption â effects on the atmo-
400 sphere and climate, *Springer- Verlag*.

- 401 Grini, A., P. Tulet, and L. Gomes (2006), Dusty weather forecast using the mesonh atmospheric
402 model, *Journal of Geophysical Research*, 111.
- 403 Harris, A., J. Bailey, S. Calvari, and J. Dehn (2005), Heat loss measured at a lava channel and its
404 implication for down-channel cooling and rheology, *Geological Society of America, Special*
405 *paper 396*.
- 406 Hobbs, P. V., J.-P. Tuell, H. D.-A., L.-F. Radke, and M.-K. Eltgroth (1982), Particles and gases in
407 the emissions from the 1980-1981 volcanic eruptions of mt. st. helens, *Journal of Geophysical*
408 *Research*, 87.
- 409 Hoffman, D.-J. (1987), Perturbations to the global atmosphere associated with the el chichon
410 volcanic eruption of 1982, *Rev. Geophys.*, 25.
- 411 Kaufman, Y. J., D. Tanra, and O. Boucher (2000), A satellite view of aerosols in the climate
412 system, *Nature*, 419(6903).
- 413 Keszthelyi, L., A. Harris, and J. Dehn (2003), Observations of the effect of wind on the cooling
414 of active lava flows., *Journal of Geophysical Research*, SDE 4-1.
- 415 Klingelhofer, F., M. Hort, H.-J. Kumpel, and H.-U. Schemincke (1999), Constraints on the for-
416 mation of submarine lava flows from numerical model calculations., *Journal of Volcanologi-*
417 *cal and Geothermal Research*, 92.
- 418 Lafore, J., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hereil, P. Mas-
419 cart, V. M. J. Pinty, J. Redelsperger, E. Richard, and J. V.-G. de Arellano (1998), The meso-nh
420 atmospheric simulation system. part i: adiabatic formulation and control simulations, *ang*, 16,
421 90–109.
- 422 Leriche, M., D. Voisin, N. Chaumerliac, A. Monod, and B. Aumont (2000), A model for tropo-
423 spheric multiphase chemistry: application to one cloudy event during the cime experiment,

424 *Atmos. Environ.*, **34**, 5015–5036.

425 Leriche, M., L. Deguillaume, and N. Chaumerliac (2003), Modeling study of strong acids for-
426 mation and partitioning in a polluted cloud during wintertime, *Journal of Geophysical Re-*
427 *search*, **108**, doi:10.1029/2002JD002950.

428 Leriche, M., J. Pinty, C. Mari, and D. Gazen (2013), A cloud chemistry module for the 3-d
429 cloud-resolving mesoscale model meso-nh with application to idealized cases, *Geosci. Model*
430 *Dev.*, **6**, 1275–1298.

431 Mannino, D., S. Ruben, F. Holschuh, T. Holschuh, M. Wilson, and T. Holschuh (1996), Emer-
432 gency department visits and hospitalizations for respiratory disease on the island of hawaii,
433 *Hawaii Med. J.*, **55**.

434 Masson, V. (2000), A physically-based scheme for the urban energy balance in atmospheric
435 models, *blm*, **94**, 357–397.

436 McCornick, M.-P., L.-W. Thomason, and C.-R. Trepte (1995), Atmospheric effects of the mt
437 pinatubo eruption, *Nature*, **373**.

438 Michon, L., T. Staudacher, V. Ferrazzini, P. Bachelery, and J. Marti (2007), April 2007 collapse
439 of piton de la fournaise: a new example of caldera formation, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:
440 10.1029/2007GL031248.

441 Michon, L., A. Di Muro, N. Villeneuve, C. Saint-Marc, P. Fadda, and F. Manta (2013),
442 Explosive activity of the summit cone of piton de la fournaise volcano (la réunion
443 island): a historical and geological review, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **263**, doi:
444 10.1016/J.jvolgeores.2013.06.012.

445 Mokhtari, M., L. Gomes, P. Tulet, and T. Rezoug (2012), Importance of the surface size distri-
446 bution of erodible material: an improvement on the dust entrainment and deposition (dead)

- 447 model, *Geosci. Model Dev.*, 5, doi:10.5194/gmd-5-581.
- 448 Noilhan, J., and J. Mahfouf (1996), The isba land surface parameterization scheme., *Global and*
 449 *Plan. Change*, 13, 145–159.
- 450 Oppenheimer, C. (1991), Lava flow cooling estimated from landsat thematic mapper infrared
 451 data: the lonquimay eruption (chile, 1989)., *Journal of Geophysical Research*, 96.
- 452 Oppenheimer, C. (2003), Climatic, environmental and human consequences of the largest
 453 known historic eruption: Tambora volcano (indonesia) 1815, *Progress in Physical Geog-*
 454 *raphy*, 27.
- 455 Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreux (2009), A parameterization of dry ther-
 456 mals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction, *Boundary-Layer Me-*
 457 *teorology*, 132.
- 458 Pollack, J.-B., O.-B. Toon, E.-F. Danielsen, H. D.-J., and J.-M. Rosen (1983), The el chichon
 459 volcanic cloud - an introduction, *Geophys. Res. lett.*, 10.
- 460 Quarenì, F., A. Tallarico, and M. Dragoni (2004), Modeling of the steady state temperature field
 461 in lava flow levees., *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 132.
- 462 Robock, A. (2000), Volcanic eruptions and climate, *Rev. Geophys.*, 38.
- 463 Robock, A. (2002), Pinatubo eruption - the climatic aftermath., *Science*, 295.
- 464 Roult, G., A. Peltier, B. Taisne, T. Staudacher, V. Ferrazzini, A. Di Muro, and O. team (2012), A
 465 new comprehensive classification of the piton de la fournaise activity spanning the 1985â2010
 466 period. search and analysis of short-term precursors from a broad-band seismological station,
 467 *JVGR*, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.06.012.
- 468 Salgado, R., and P. Le Moigne (2010), Coupling of the flake model to the surfex externalized
 469 surface model., *Boreal Env. Res.*, 15.

- 470 Solomon, S. (1999), Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history., *Rev.*
471 *Geophys.*, 37.
- 472 Staudacher, T., V. Ferrazzini, A. Peltier, P. Kowalski, P. Boissier, and al (2009), The april 2007
473 eruption and the dolomieu crater collapse, two major events at piton de la fournaise (la reunion
474 island, indian ocean)., *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- 475 Suhre, K., C. Mari, T. Bates, J. Johnson, R. Rosset, Q. Wang, A. Bandy, D. Blake, S. Businger,
476 F. Eisels, B. Huebert, G. Kok, R. Mauldin, A. Prevot, R. Schillawski, D. Tanner, and D. Thorn-
477 ton (1998), Physico-chemical modeling of the first aerosol characterization experiment (ace
478 1) lagrangian b, 1. a moving column approach., *Journal of Geophysical Research*, 103.
- 479 Tulet, P., and N. Villeneuve (2010), Large scale modeling of the transport, the chemical trans-
480 formation and the mass budget of the sulfur emitted during the eruption of april 2007 by the
481 piton de la fournaise., *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10, doi:10.5194/acpd-10-21357-2010.
- 482 Tulet, P., V. Crassier, F. Solmon, D. Guedalia, and R. Rosset (2003), Description of the
483 mesoscale nonhydrostatic chemistry model and application to a transboundary pollution
484 episode between northern france and southern england., *Journal of Geophysical Research*,
485 108, doi:10.1029/2000JD000301.
- 486 Tulet, P., V. Crassier, F. Cousin, K. Suhre, and R. Rosset (2005), Orilam, a three moment log-
487 normal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model, on-line coupling into the mesonh-c
488 model and validation on the escompte campaign., *Journal of Geophysical Research*, 110,
489 doi:10.1029/2004JD005716.
- 490 Vlastélic, I., G. Menard, M. Gannoun, J.-L. Piro, T. Staudacher, and V. Famin (2012), Magma
491 degassing during the april 2007 collapse of piton de la fournaise: The record of semi-volatile
492 trace elements, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 256.

- 493 Yuan, T., L. Remer, and H. Yu (2011a), Microphysical, macrophysical, and radiative signatures
494 of volcanic aerosols in trade wind cumulus observed by the a-train, *Atmos.Chem.Phys*, *11*,
495 7119–7132, doi:0.5194/acp-11-7119-2011.
- 496 Yuan, T., L. Remer, K. Pickering, and H. Yu (2011b), Observational evidence of aerosol
497 enhancement of lightning activity and convective invigoration, *Geophys.Res.Lett.*, *38*, doi:
498 1029/2010/GL046052.

Simulation	Period	Lava heat flux	Cloud chemistry
REF	04/02 00 UTC - 04/07 00 UTC	Yes	No
NO-FLX	04/02 00 UTC - 04/07 00 UTC	No	No
AQ	04/05 18 UTC - 04/07 00 UTC	Yes	Yes

Table 1. The 3 simulations configurations. REF is the reference simulation, NO-FLX is the simulation without heat fluxes from lava flows and AQ is the simulation with cloud chemistry activated

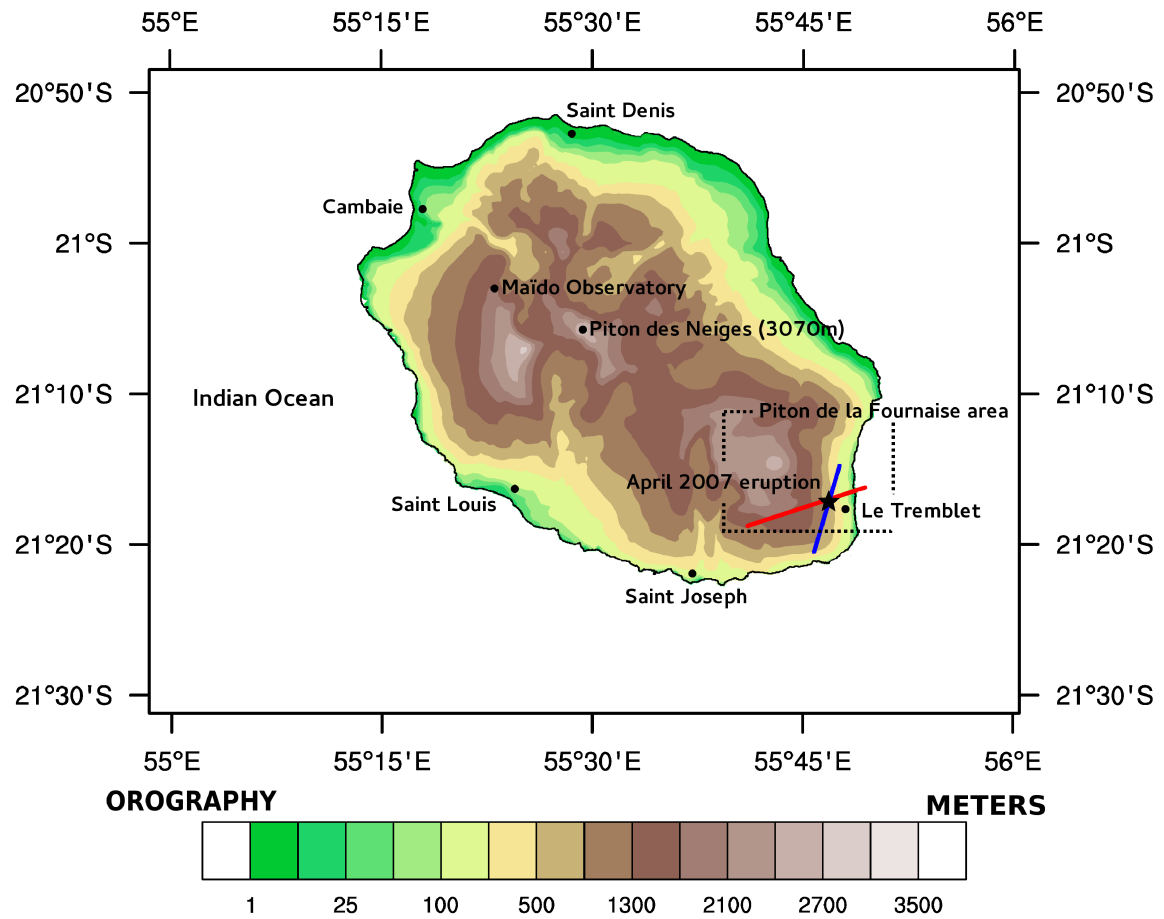


Figure 1. Orography and geographic situation of Reunion Island. The blue line and the red line in the Piton de la Fournaise area correspond respectively to the cross section of 2 April 2007 and 6 April 2007 describes in section 4-3.

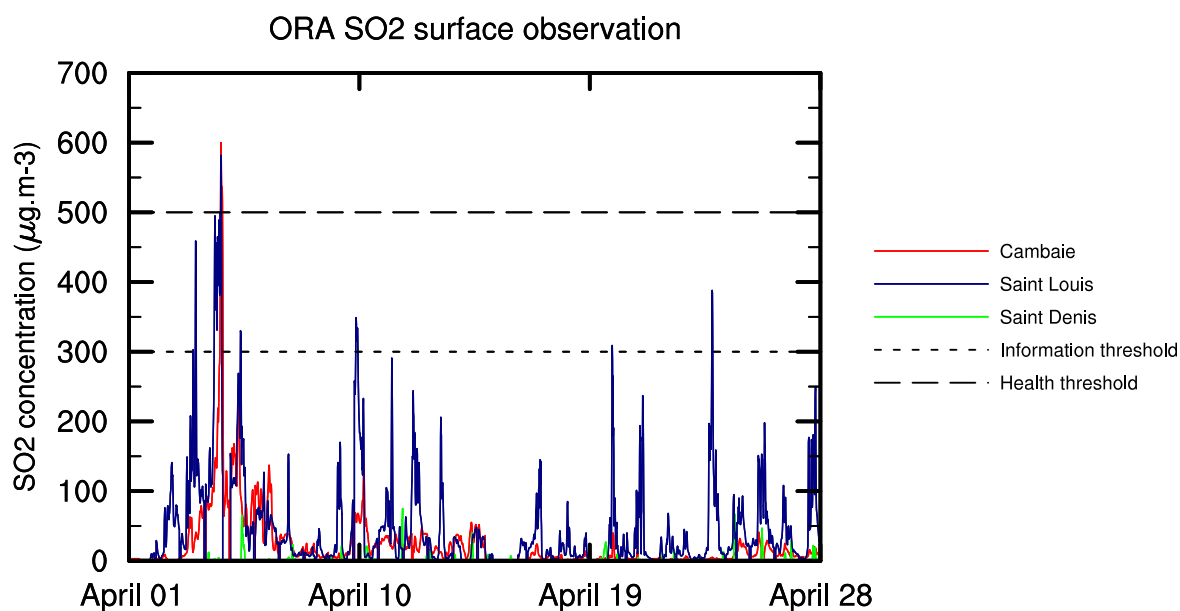


Figure 2. ORA measurements between April 1st and April 28th for Cambaie in the northwest (red), Saint Louis in the southwest (blue) and Saint Denis in the north (Green). Thin dashed line is the public information threshold and the large dashed line is the health threshold.

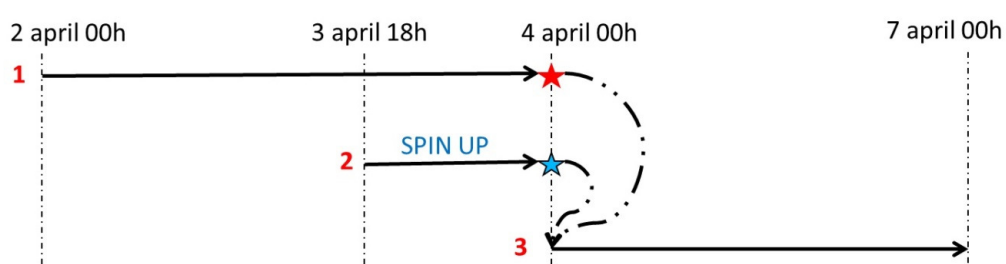


Figure 3. Updating the model dynamic: As a first step, the reference simulation begins the 2 April until 4 April 00 UTC (1). Then a new simulation begins April 3 18 UTC until 4 April 00 UTC (2). This latter will give the new model dynamics while avoiding the early simulation spin up. Finally, the REF simulation resumes the 4 April 00 UTC into the end, with chemical fields of (1) and model dynamic of (2).

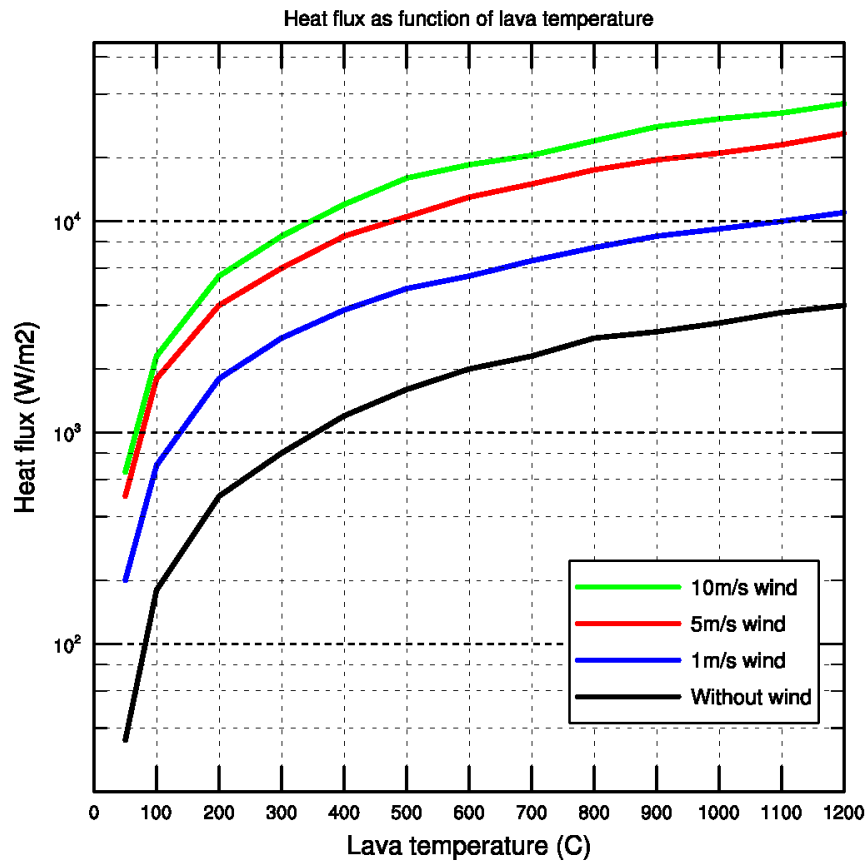


Figure 4. Heat flux evolution with lava surface temperature (Kezsthelyi et al, 2003). The green, red, blue and black lines represent heat fluxes respectively for 10 m s^{-1} , 5 m s^{-1} , 1 m s^{-1} and without surface wind.

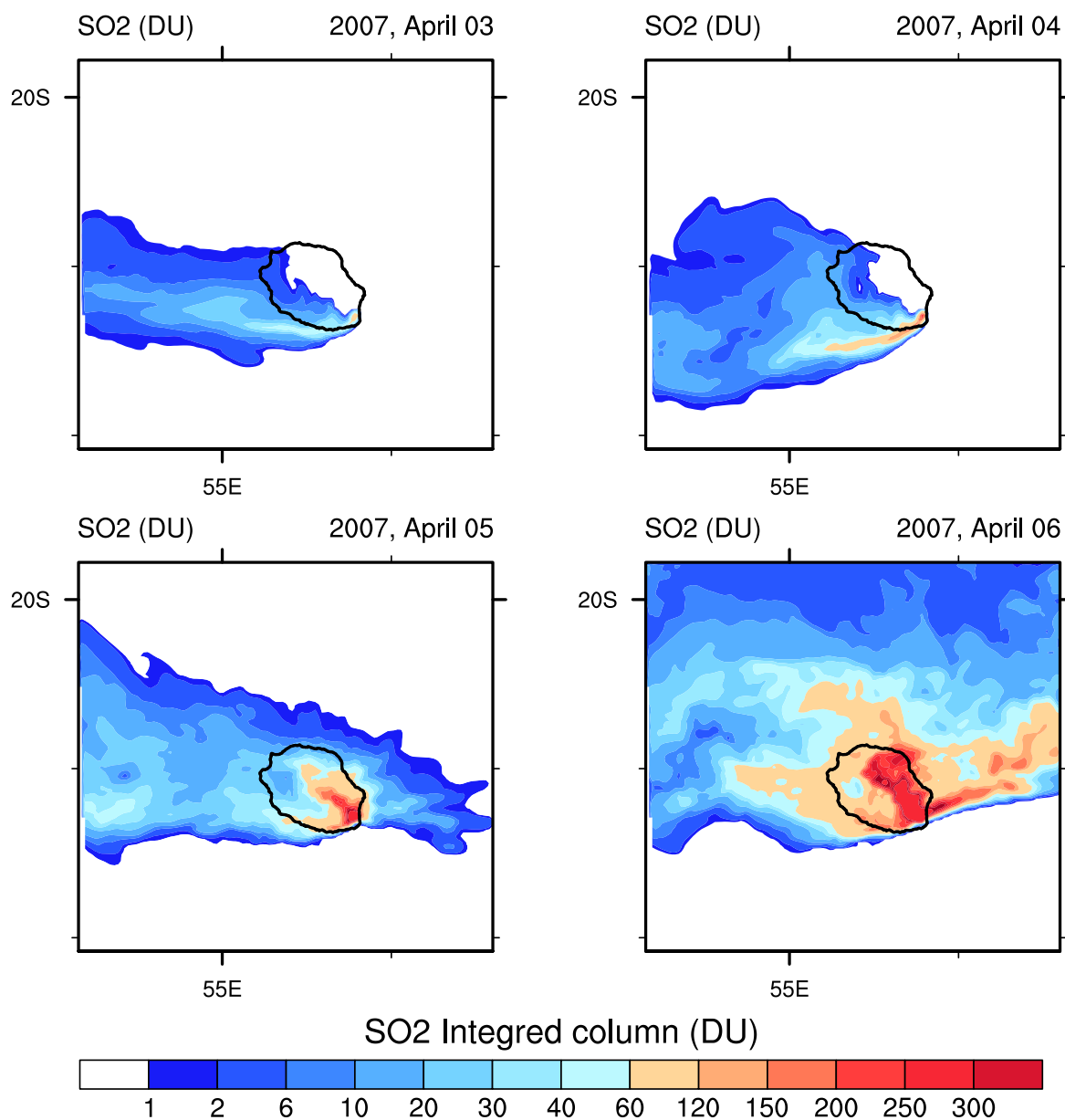


Figure 5. Integrated column of SO₂ (DU) between April 3 and April 6 at 13 UTC above the Reunion Island from first model domain (2km horizontal model grid spacing). April 2 and 3 , the SO₂ plume, influenced by the trade winds below the thermic inversion, is oriented to the west. The 4 and 5 April, a large part of the SO₂ plume are crossing the trade winds inversion and is transported to the northeast.

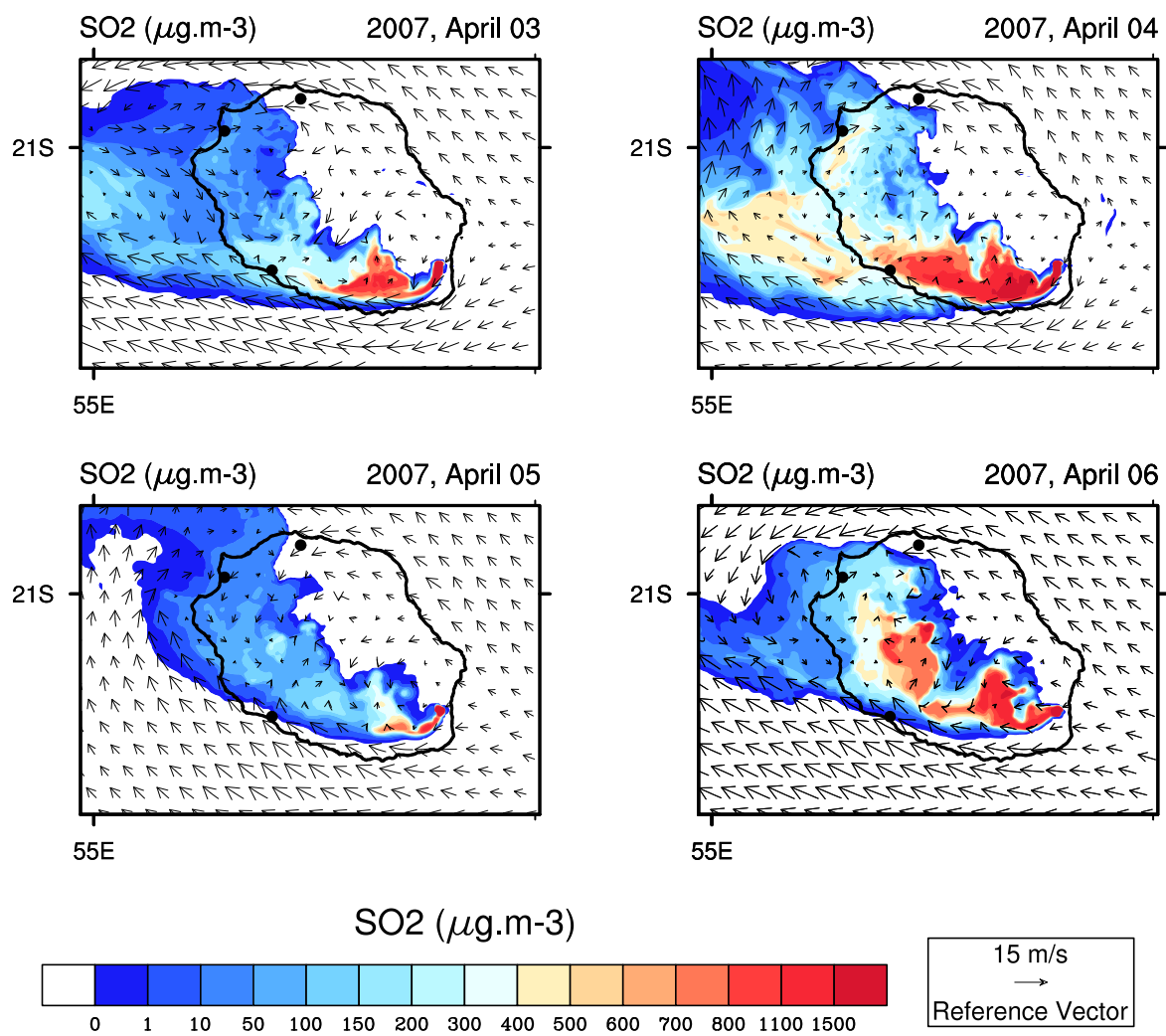


Figure 6. Surface concentration of SO_2 between April 3 and 6 at 13 UTC from MesoNH mesoscale atmospheric model smallest domain (500m horizontal model grid spacing)

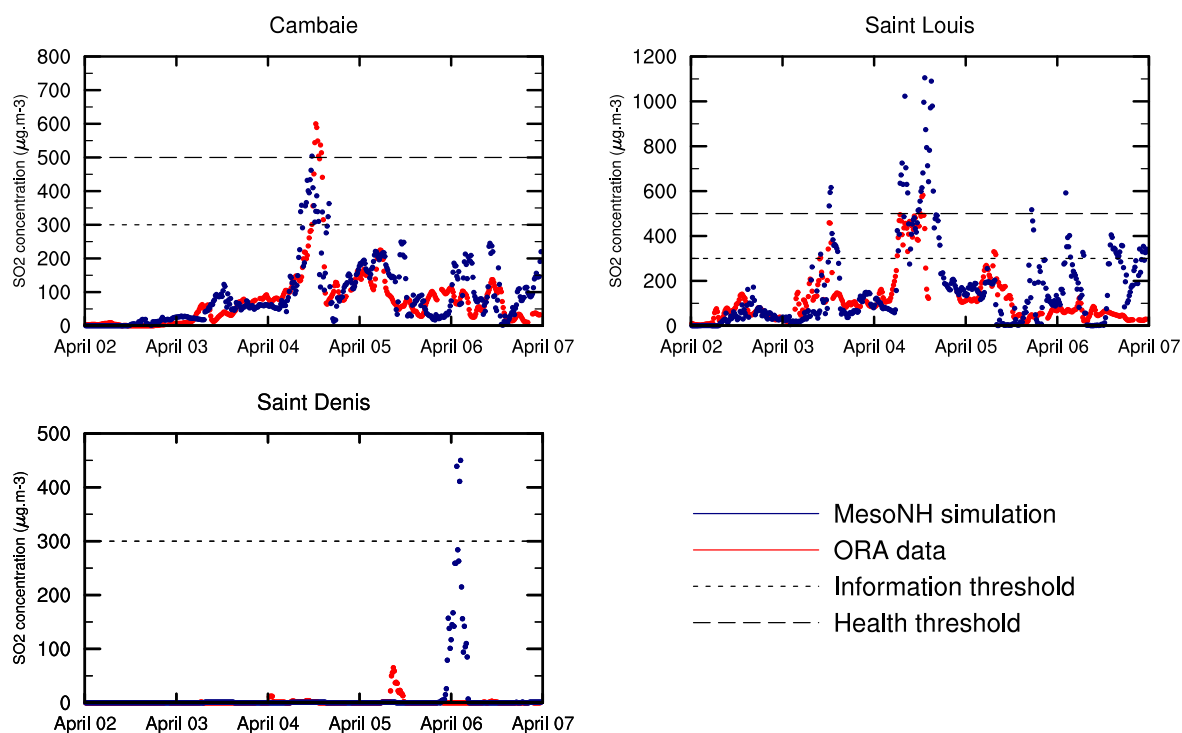


Figure 7. Comparison between ORA observation (blue points) and MesoNH simulation (red points) from April 2 to 7 April. The large dashed line is the health threshold while the thin dashed line is the information threshold.

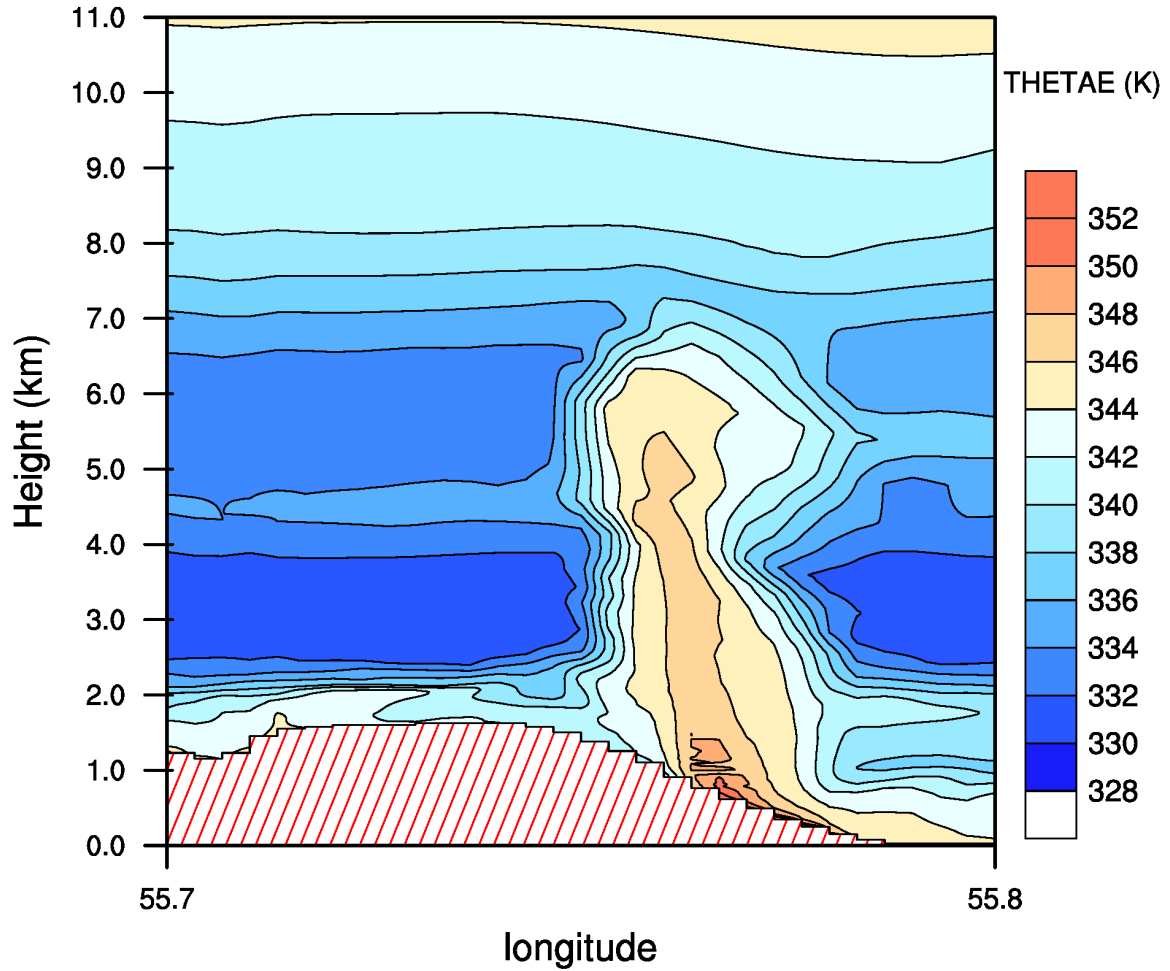


Figure 8. Cross section of equivalent potential temperature (K) for the 6th April at 13 UTC along red line in Figure 1. The strong convection above the lava flow creates a large mixing area with a maximal negative vertical gradient of equivalent potential temperature of $\partial\theta_e/\partial z = -1.5\text{K/km}$ between the lava and 7km ASL. Under the influence of the trade winds, the vertical structure of the plume in altitude is moving slightly westward.

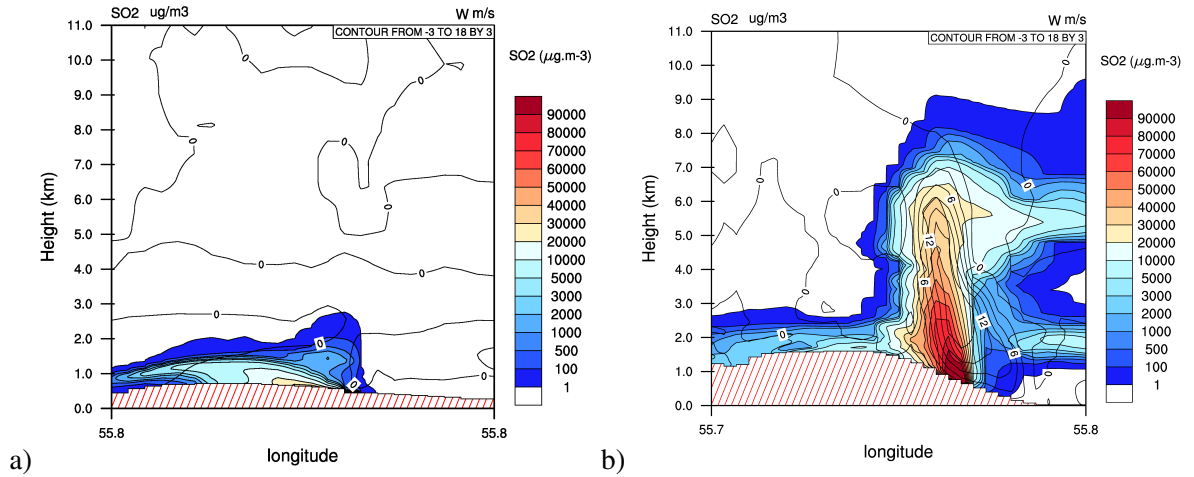


Figure 9. Cross section along SO₂ plumes for April 3 (left) and April 6 (right) at 13 UTC. The cross sections are not in the same direction due to change of plume orientation. The left panel corresponds to blue line in Figure 1, the right panel to red line. Color filling corresponds to SO₂ concentrations ($\mu\text{g m}^{-3}$), isocontours values represent the upward velocity intensity (m s^{-1}) generated by lava heat flow.

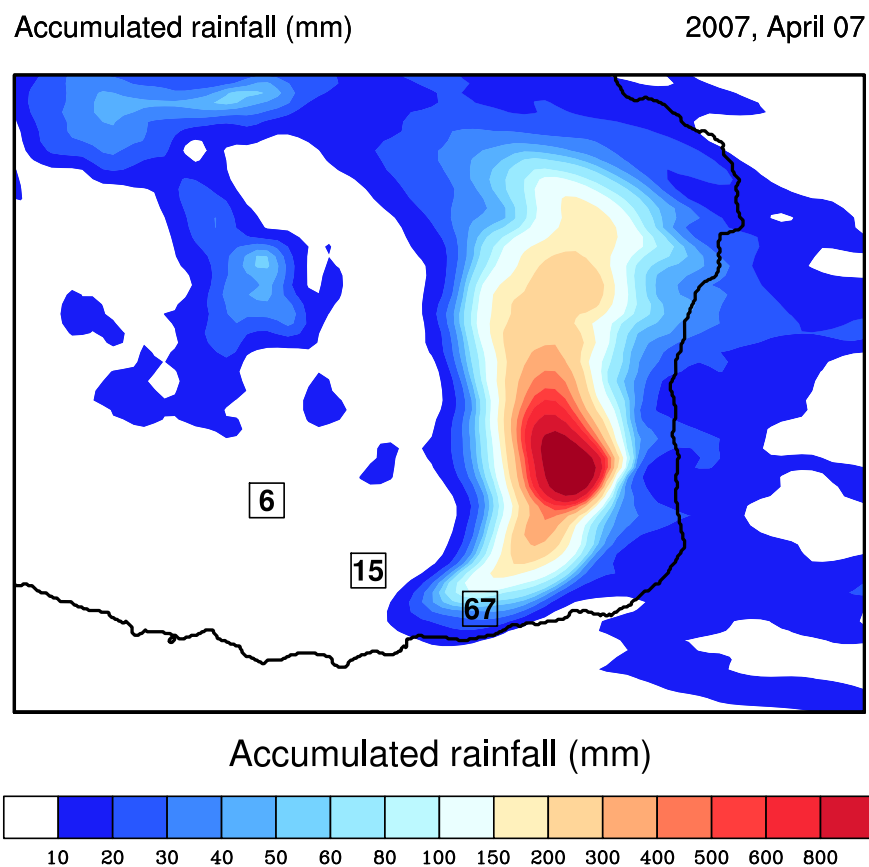


Figure 10. Accumulated rainfall given by MesoNH model between 2 and 7 April 2007. The numbers correspond to Meteo-France observations.

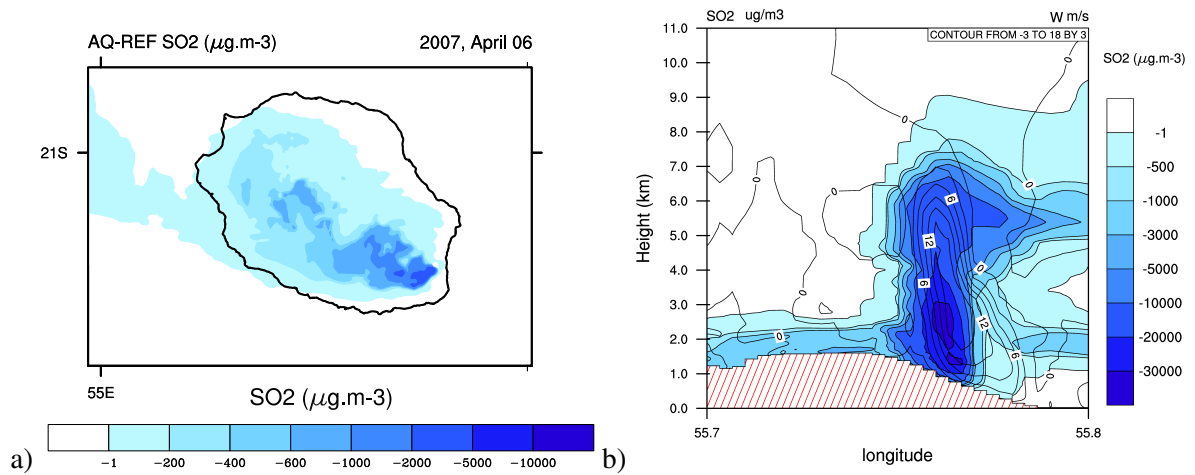


Figure 11. Difference of SO_2 concentration between AQ and REF simulation the 6 April at 13 UTC at the surface (left panel) and in the plume (right panel).

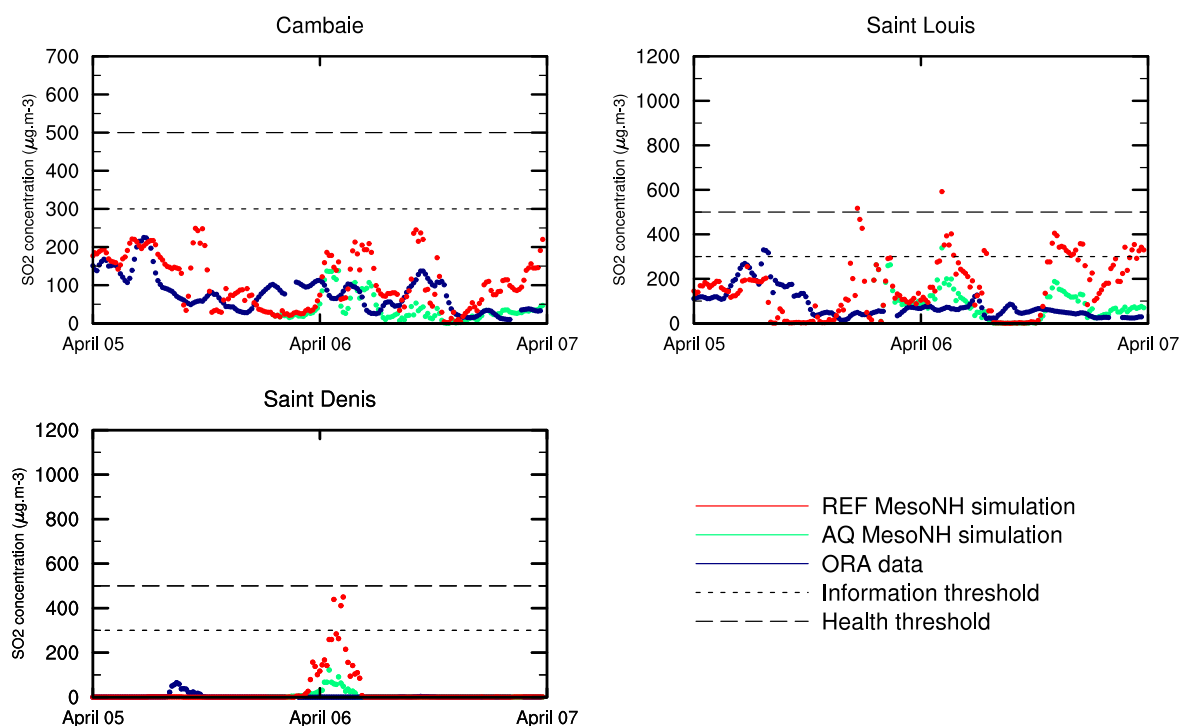


Figure 12. Comparison surface SO₂ concentration between between REF simulation and AQ simulation with observation providing by ORA.

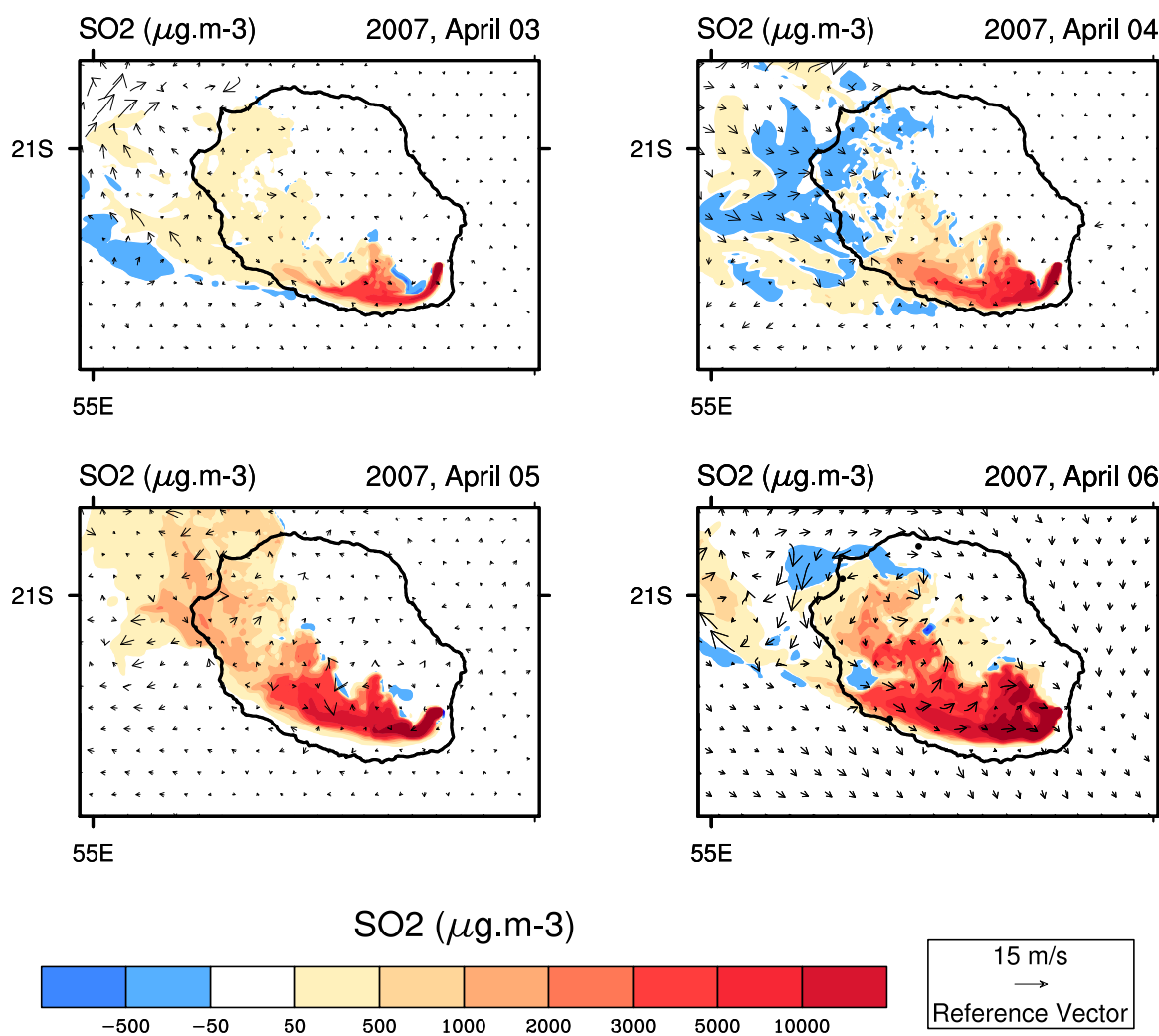


Figure 13. SO₂ concentration difference at the surface between NO-FLX and REF simulations, for April 3,4,5 and 6 2007 at 13 UTC. The arrows represent the difference of the wind field between NO-FLX simulation and REF simulation.

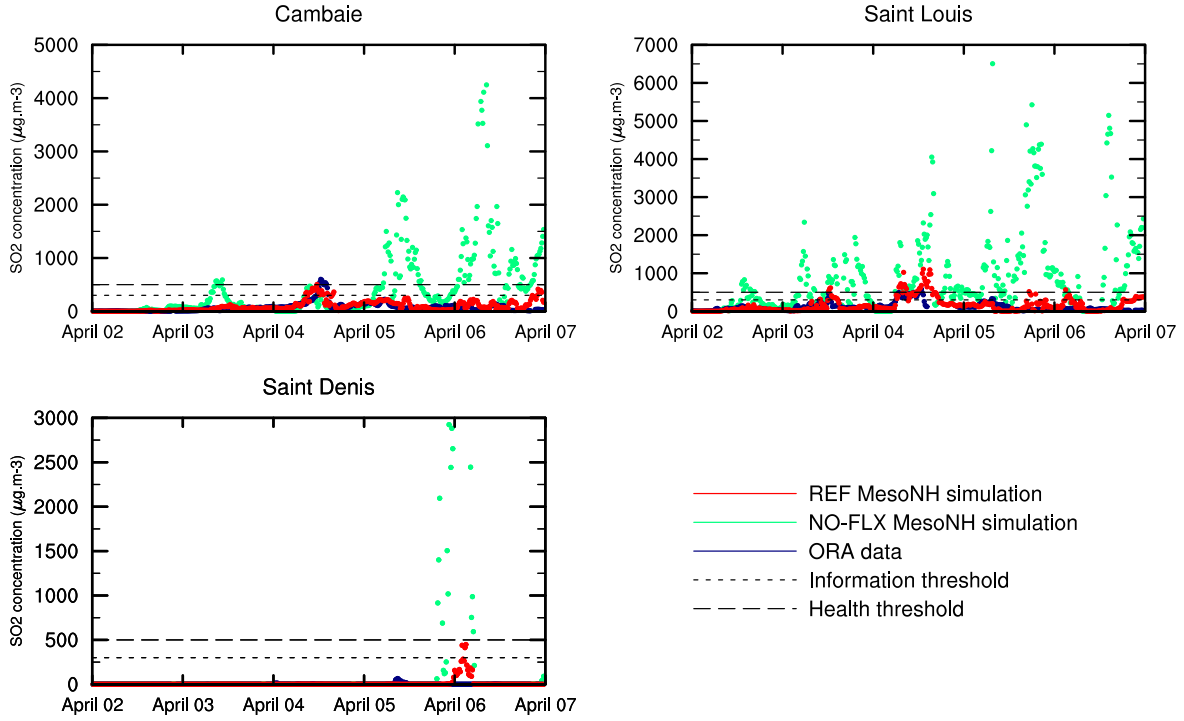


Figure 14. Comparison of surface SO₂ concentration between NO-FLX simulation (green), REF simulation (red) and ORA measurements (blue). Thin dashed line is the public information threshold. Large dashed line is the health threshold.

Chapitre 3

Développements numériques, estimation et représentation des flux chimiques et thermodynamiques

Sommaire

3.1	Contexte général	97
3.2	Développements numériques	97
3.2.1	Paramétrisation de la convection peu profonde à une éruption volcanique	97
3.2.2	Module de chimie multiphasique	99
3.2.3	Présentation de ForeFire	101
3.2.3.1	Présentation du code ForeFire et des méthodes numériques	102
3.2.4	Couplage incendie atmosphère	104
3.2.5	Modèles de flux	106
3.3	Représentation surfacique de l'évolution de la coulée de lave	106
3.3.1	Premier mode : propagation simulée	106
3.3.1.1	Premiers essais avec le modèle de propagation de coulée de lave ForeFire...	106
3.3.1.2	Exploitation d'un modèle de propagation spécifique : SCIARA	112
3.3.2	Deuxième mode : propagation imposée	114
3.4	Représentation des flux thermodynamiques et chimiques	116
3.4.1	Paramétrisation des flux de chaleur sensibles	117
3.4.2	Paramétrisation du flux de SO ₂	120
3.4.3	Paramétrisation des flux de CO ₂	122
3.4.4	Estimation des flux de vapeur d'eau à la bouche éruptive	123
3.4.5	Estimation des flux de vapeur d'eau pour le panache Laze	124
3.4.6	Estimation des flux de HCL	125

3.1 Contexte général

La simulation réalisée dans le chapitre 2 a permis de montrer que le modèle Meso-NH, ainsi que les paramétrisations incluses, pouvait reproduire de façon satisfaisante la phénoménologie générale d'une éruption intense comme celle d'avril 2007. Cependant, cette première étude impliquait deux grandes approximations pour la représentation spatiale et temporelle des coulées de lave et de l'injection des polluants volcaniques :

- La première est la représentation schématique de la forme de coulée de lave, loin de la forme triangulaire observée. En effet, sous SURFEX, la représentation de la coulée de lave se faisait par une simple ligne d'émission potentielle de flux, allant de la bouche éruptive à l'océan.
- La deuxième est relative à la représentation statique de cette coulée sous SURFEX, puisque l'évolution de la coulée de lave n'est pas intégrée dans le temps. L'augmentation des flux de chaleur, engendrée par la propagation de la coulée de lave était modélisée en multipliant la ligne d'émission potentielle avec un coefficient proportionnel à l'intensité de l'éruption.
- Enfin, cette représentation obligeait l'utilisateur du modèle à renseigner l'heure et une zone prédéfinie d'émission pour chacun des flux chimiques et thermodynamiques à injecter vers le modèle atmosphérique. L'ensemble de ce système imposait de nombreux tests et réglages manuels.

Dans un premier temps, un résumé des développements réalisés par le laboratoire d'aérodynamique afin d'adapter la convection peu profonde de Meso-NH à une éruption volcanique sera exposé, ainsi que l'adaptation du module de chimie en phase gazeuse et aqueuse pour limiter les coûts numériques. Par la suite, les développements réalisés au cours de cette thèse dans le but d'améliorer et d'automatiser la représentation spatiale et temporelle des flux volcaniques seront décrits. À cet effet, nous avons choisi d'utiliser le couplage préexistant entre le modèle dynamique de surface ForeFire et le modèle atmosphérique Meso-NH.

3.2 Développements numériques

3.2.1 Paramétrisation de la convection peu profonde à une éruption volcanique

Lors d'une éruption volcanique, un des problèmes majeurs pour la sécurité des personnes et des biens est la dispersion dans l'atmosphère du panache volcanique de gaz et de poussières fines. Comme la vitesse et la direction du vent horizontal varient fortement avec l'altitude dans la basse atmosphère, prévoir le développement vertical du panache volcanique au moment de son éjection est essentiel pour ensuite simuler sa dispersion horizontale dans l'atmosphère par le vent. La hauteur du panache à la verticale du cône éruptif est donc un élément primordial pour accéder à une prévision correcte des zones impactées.

Les hauteurs d'injection des panaches volcaniques dépendent du forçage par les flux de chaleur au niveau de la cheminée du volcan et de l'écoulement de la lave, mais aussi de l'entraînement de l'air environnant et de la météorologie locale. Herzog and Graf (2010) montrent que le niveau de flottabilité neutre ne dépend pas linéairement de la taille de la source et concluent sur la nécessité de simulations 2D ou 3D pour capturer la dynamique et la multiplicité des thermiques associées au volcan et reproduire correctement les hauteurs d'injection. D'après Woods (1993), la hauteur d'injection est contrôlée principalement par la quantité de vapeur d'eau entraînée qui se condense (libération de chaleur latente) plutôt que par le flux de masse au niveau de la cheminée pour les colonnes volcaniques. Dans une atmosphère humide, le panache volcanique s'élèvera plusieurs kilomètres plus haut que dans une atmosphère sèche pour une puissance d'éruption égale.

Cependant dans les modèles globaux ou à méso-échelle utilisés pour la simulation de la qualité de l'air, la source de chaleur intense que représente le volcan est instantanément diluée dans les premiers niveaux des modèles ne permettant pas de générer la convection intense provoquée par la bouche éruptive et par la coulée de lave. Ces sources de chaleur, tout comme les mouvements convectifs ou les émissions de gaz et aérosols par les volcans sont des processus sous-maille qui requièrent d'être paramétrés aux résolutions considérées. Ainsi dans le but de modéliser correctement les hauteurs des panaches volcaniques, des travaux menés par S.Sivia du Laboratoire d'aérodynamique à Toulouse ont été réalisés. Ces derniers consistent à modifier la paramétrisation des thermiques, dites EDMF (Eddy Diffusivity Mass Flux), actuellement disponible dans le modèle Mésoscale-NH pour l'adapter à une source de gaz volcanique chaud couvrant une surface contrainte.

Un système d'entraînement-déentraînement de l'air environnant dans les premiers niveaux de la colonne convective a permis de régler la paramétrisation des thermiques EDMF. Dû aux manques d'observations, les tests réalisés ont été comparés à une simulation LES (maille de 10 m de côté, permettant de résoudre les mouvements au sein du panache) de 10m de résolution. La simulation en cas idéal réalisée par S.Sivia a conduit à une hauteur de panache de 1 km au-dessus du cône éruptif pour l'éruption de janvier 2009. Cette hauteur est cohérente avec celles obtenues à partir d'une part d'observations photographiques de terrain et d'autre part de la simulation explicite du panache convectif LES.

TABLE 3.1 – Valeurs (m/s) ajoutées afin de forcer la convection peu profonde.

Date	2 av 6h	2 av 12h	3 av 00h	3 av 12h	4 av 00h	4 av 12h	5 av 00h	5 av 12h	6 av 00h	6 av 12h
Valeur (m/s)	2	2.5	3	3.5	4	5	6	16	16	12

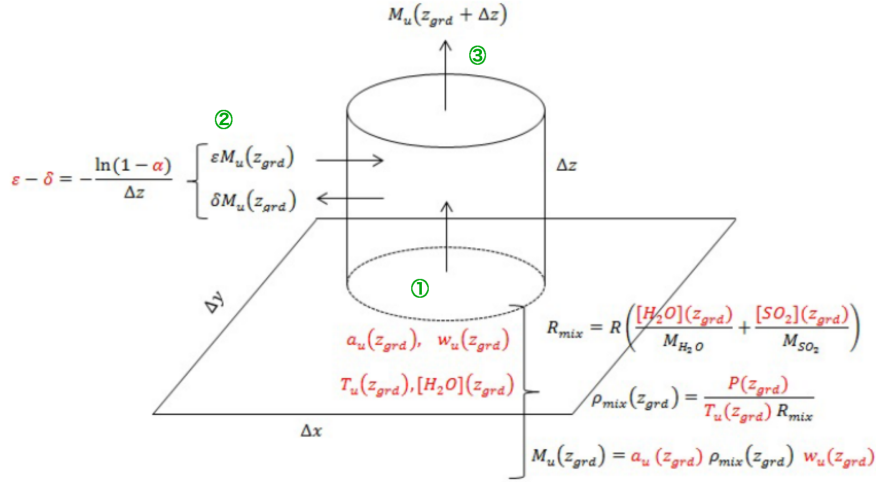


FIGURE 3.1 – Schéma du mécanisme d'entraînement-détrainement permettant une paramétrisation de la convection peu profonde pour une éruption volcanique. La zone 1 correspond à la surface de la bouche éruptive volcanique. Les zones 2 et 3 correspondent aux systèmes d'entraînement-détrainement, avec l'entrée de masse d'air dans les premiers niveaux du modèle atmosphérique (2) qui a pour conséquence une éjection plus réaliste des polluants volcaniques (3).

Ces modifications seront apportées aux nouvelles simulations afin d'améliorer la convection peu profonde et ainsi remplacer les coefficients multipliant la source de chaleur au cratère, réglés manuellement dans les simulations précédentes.

Le tableau 3.1 recense les différentes valeurs de vitesse ajoutées (en m/s) au sein du système d'entraînement/détrainement pour l'éruption d'avril 2007. Ces valeurs ont été obtenues en imposant le 6 avril la valeur maximale de vitesse verticale du vent simulée dans le Chapitre 2 (16 m/s). Les autres valeurs estimées sont proportionnelles à l'intensité de l'éruption par rapport à cette valeur maximale.

3.2.2 Module de chimie multiphasique

Meso-NH possède un modèle de chimie multiphase qui prend en compte de manière explicite les mécanismes chimiques en phase gazeuse et aqueuse. Afin de limiter le coût numérique des simulations, un nouveau mécanisme chimique simplifié par rapport au mécanisme complet a été réalisé.

Le module de chimie aqueuse comprend en outre la cinétique de transfert de masse décrivant les échanges entre la phase gazeuse et les gouttes de nuage et de pluie, les transferts

microphysiques des espèces chimiques (par collision/coalescences et la sédimentation qui représente le puits net par dépôt humide), le calcul du pH dans les gouttelettes de nuage et les gouttes de pluie, la réactivité chimique dans les gouttes.

Pour la réactivité dans la phase aqueuse, le mécanisme réactionnel ReLACS-AQ a été développé sur la base du travail de [Ervens et al. \(2003\)](#) afin de correspondre aux espèces chimiques du mécanisme réactionnel en phase gazeuse standard disponible dans Meso-NH ReLACS ([Crassier et al., 2009](#)). Ce mécanisme ReLACS-AQ a été testé par comparaison avec le mécanisme détaillé de M2C2 pour des simulations 0D des scénarios académiques de [Ervens et al. \(2003\)](#) qui représentent des cas de brouillard en masse d'air maritime, rural et pollué. Ce mécanisme comprend 38 réactions chimiques pour 25 espèces chimiques dont 20 qui sont communes à la phase gazeuse, les cinq autres sont des espèces intermédiaires de la chimie du soufre. Il décrit la chimie des HOx, des composés azotés (acide nitreux, acide nitrique, etc.), du soufre et la chimie organique pour les composés à un atome de carbone. De plus, il a été nécessaire de développer un nouveau solveur chimique permettant de résoudre la chimie multiphase, les solveurs disponibles dans Meso-NH n'étant pas adapté à l'augmentation de la raideur du système qu'entraîne la prise en compte de la chimie aqueuse. Ce solveur chimique est basé sur la méthode de Rosenbrock et a été adapté du code KPP ([Damian et al., 2002](#)) pour Meso-NH. L'adaptation du module dans Meso-NH a aussi nécessité une modification du préprocesseur générant le code numérique dépendant du mécanisme chimique afin de permettre la possibilité d'activer la chimie aqueuse uniquement dans le domaine de simulation à plus fine résolution dans les simulations à plusieurs domaines imbriqués. Le module de chimie aqueuse a été développé pour les différents schémas de microphysique des nuages disponibles dans Meso-NH, schémas à 1 ou 2 moments incluant ou non la phase glace.

La prise en compte des interactions entre la chimie et la phase glace dans le module est traitée sur la base des développements effectués dans M2C2 en ne considérant que les phénomènes de rétention c'est-à-dire le dégazage partiel lors du givrage et de la congélation. En effet, les études de la chimie nuageuse en phase mixte avec M2C2 ont montré que le processus de capture des espèces chimiques gazeuses dans les hydrométéores glacés par condensation est négligeable ([Long et al., 2010](#)). De plus afin de limiter le nombre de variables pronostiques, les espèces chimiques dans la glace sont suivies dans une catégorie d'eau représentant la glace précipitante qui regroupe les catégories microphysiques neige, grésil et grêle.

La chimie en phase gazeuse incluse dans nos simulations a été limitée dans un premier temps à la chimie du soufre, du chlore, de l'ammoniaque et des composés organiques volatils. Dans la phase aqueuse, on ne considère que les interactions entre les espèces chlorées et les espèces soufrées et azotées. Ainsi le module de chimie aqueuse permettra de reproduire les transformations du SO₂ dans les gouttelettes d'eau en acide sulfurique et donc de déterminer les précipitations acides produites et leur pH lors de l'éruption.

Les échanges entre la phase gazeuse et la phase aqueuse sont paramétrisés à l'aide de la formulation de la cinétique de transfert de masse de [Schwartz \(1986\)](#).

Espèces ajoutées en phase aqueuse : OHCl⁻, Cl₂⁻ et Cl

Espèce grisée n'est pas prise en compte.

Reactions		$k_{298}(M^{-n+1}.s^{-1})$	E_a/R (°K)	Reference
Cl ⁻ + OH ⁻ → OHCl ⁻	(A14)	4.3 10 ⁹		Jayson et al. 1973
OHCl ⁻ → Cl ⁻ + OH ⁻	(A15)	6.1 10 ⁹		Jayson et al. 1973
Cl + H ₂ O → OHCl ⁻ + H ⁺	(A16)	1.7 10 ⁵		Yu et al., 2004
OHCl ⁻ + H ⁺ → Cl + H ₂ O	(A17)	3.3 10 ¹⁰		Yu and Barker, 2003a
Cl ₂ + H ₂ O → Cl ⁻ + OHCl ⁻ + H ⁺	(A18)	1.0 10 ²		Yu et al., 2004
Cl ₂ ⁻ + OH ⁻ → OHCl ⁻ + Cl ⁻	(A19)	2.0 10 ⁷		Grigor'ev et al. 1987
OHCl ⁻ + Cl ⁻ → Cl ₂ ⁻ + OH ⁻	(A20)	1.0 10 ⁴		Grigor'ev et al. 1987
Cl + Cl ⁻ → Cl ₂ ⁻	(A21)	7.8 10 ⁹		Yu and Barker, 2003a
Cl ₂ ⁻ → Cl + Cl ⁻	(A22)	5.7 10 ⁴		Yu and Barker, 2003a
Cl ₂ + Cl ₂ ⁻ → Cl ₂ + 2Cl ⁻	(A23)	7.2 10 ⁸	2000	Yu et al. 2004
NO ₂ ⁻ + Cl ⁻ → Cl ⁻ + NO ₂	(A36)	5.0 10 ⁹		Buxton et al., 2000
NO ₂ ⁻ + Cl ₂ ⁻ → 2Cl ⁻ + NO ₂	(A36)	6.0 10 ⁷		Jacobi, 1996
Cl ⁻ + NO ₃ → NO ₃ ⁻ + Cl	(A35)	3.4 10 ⁸		Buxton et al., 1999b
NO ₃ ⁻ + Cl ⁻ → Cl ⁻ + NO ₃	(A36)	1.0 10 ⁸		Buxton et al., 1999b
Cl ⁻ + SO ₄ ²⁻ → SO ₄ ²⁻ + Cl	(A37)	2.47 10 ⁸		Buxton et al. 1999a
SO ₄ ²⁻ + Cl ⁻ → Cl ⁻ + SO ₄ ²⁻	(A38)	2.1 10 ⁸		Buxton et al. 1999a
Cl ₂ ⁻ + OH ⁻ → 2Cl ⁻ + OH ⁻	(A39)	4.0 10 ⁶		Jacobi 1996
Cl ₂ + HO ₂ → O ₂ + 2Cl ⁻ + H ⁺	(A40)	1.3 10 ¹⁰		Jacobi 1996
Cl ₂ ⁻ + O ₂ → O ₂ + 2Cl ⁻	(A41)	6.0 10 ⁹		Jacobi 1996
Cl ₂ + H ₂ O ₂ → HO ₂ + 2Cl ⁻ + H ⁺	(A42)	6.2 10 ⁵		Yu 2004
Cl ₂ ⁻ + HSO ₃ ⁻ → SO ₃ ²⁻ + 2Cl ⁻ + H ⁺	(A44)	1.7 10 ⁸	400	Jacobi et al. 1996

Données pour le transfert de masse air-goutte de HCl

Species	H ₂₉₈ (M/atm)	ΔH/R (K)	References
HCl	1.1	-2020	Marsh and McElroy, 1985

Species	α	References
HCl	0.064	Davidovits et al., 1995

Equilibrium	K (M)	ΔH/R (K)	References
HCl ⇌ H ⁺ + Cl ⁻	1.7 10 ⁶	-6890	Marsh and McElroy, 1985

FIGURE 3.2 – Transformations en phase aqueuse implémentées dans le modèle Meso-NH. L'ajout du cycle du chlore a été ajouté pour prendre en compte l'impact de la présence de concentration importante d'HCl dans les panaches volcaniques lors de l'entrée de la lave en mer

3.2.3 Présentation de ForeFire

Le code ForeFire (Filippi et al., 2009) a été conçu originellement pour permettre la simulation, en temps réel, de la propagation d'un feu de forêt. Déjà couplé à Meso-NH, l'objectif de Forefire est de réaliser le premier système validé de simulation de grands incendies prenant en compte le couplage et les rétroactions entre combustion, dynamique de propagation et météorologie. L'analogie sur les problèmes à résoudre (injection de flux de surface, propagation, haute résolution) nous a permis dans le cas de notre étude, d'utiliser ce code pour modéliser l'avancée de la lave par simple modèle gravitaire ainsi que son interaction avec son environnement (figure 3.5).

Forefire est un modèle de surface de haute résolution (potentiellement de l'ordre du mètre) permettant la propagation d'un front sur une surface, par exemple le feu ou la lave sur le sol dans notre cas. La dynamique de ce front lagrangien est utilisée pour construire un champ de «temps d'arrivée» à haute résolution. Ce champ des temps d'arrivées va permettre, une fois

le couplage avec le modèle atmosphérique, de déclencher un certain nombre de modèles du flux thermodynamiques et chimiques. Pour être représentatif du phénomène, la résolution typique nécessaire à la simulation d'un front de feu ou d'une coulée de lave est de l'ordre du mètre (pour avoir une profondeur de flamme explicite ou la largeur d'une coulée de lave), tandis que la résolution typique d'une simulation atmosphérique (plusieurs dizaines de kilomètres carrés) peut ne pas être effectuée à une résolution plus fine que 50 mètres dans un délai de temps de calcul raisonnable. Le couplage "two-ways" dans une simulation ForeFire/Méso-NH implique l'influence du vent de surface à alimenter le feu ou à refroidir la surface de la lave, et donc influence en conséquence l'injection des flux de chaleur et de vapeur d'eau dans l'atmosphère à chaque pas de temps atmosphérique. Le code ForeFire a été construit de sorte à pouvoir définir différents comportements dynamiques du front selon des types de surfaces prédéfinis (par exemple un modèle de vitesse de propagation ou la lave pourrait se trouver sur un sol avec une rugosité différentes, ou encore en cas de ralentissement de la propagation dû à la présence de forêt). De même, les modèles de flux de surface (combustion, éruption, chimique...) peuvent être ajoutés et définis de la même manière, superposés comme des couches de surface avec une énergie, une masse ou un flux correspondant à chaque couche, qui seront par la suite envoyés dans le modèle atmosphérique. Les résolutions de Méso-NH et de ForeFire sont indépendantes et le temps de calcul requis par le modèle de surface est typiquement une fraction du temps utilisée lors d'une simulation atmosphérique. La stratégie pour la parallélisation numérique du modèle de surface copie celui du modèle atmosphérique (avec des marqueurs Lagrangien envoyés entre les sous-domaines parallélisés), récupérant ainsi l'efficacité de la parallélisation numérique optimisée pour le modèle atmosphérique.

3.2.3.1 Présentation du code ForeFire et des méthodes numériques

ForeFire est un code de simulation à source ouverte appartenant à la famille communément appelée de "simulateurs de propagation de front d'incendie". Cette famille de code définit le feu comme le contour de la zone brûlée. La spécificité de ce code tient à la méthode numérique utilisée et à son architecture modulaire. Le code peut être utilisé directement, comme bibliothèque de calcul, comme service de simulation ou bien couplé avec un code atmosphérique. Forefire n'est pas lié à un modèle spécifique de vitesse de propagation de front ou encore de modèle de flux de surface, ce qui lui permet d'être adapté à différents champs d'étude ou au développement de modèles de propagation de front. Une méthode numérique de suivi d'interface lagrangienne avec marqueurs est implantée dans ce code pour permettre de calculer l'avancement du front à partir de ces modèles de vitesse de propagation.

L'interface est divisée en utilisant une liste ordonnée de n marqueurs lagrangiens à la position \vec{x}_i sur la surface avec $1 \leq i \leq n$. Le suivi d'interface s'effectue par advection de ces marqueurs à la vitesse de propagation du front, et en s'assurant que la liste des marqueurs est une représentation précise de l'interface. Dans cette liste, les marqueurs précédents et suivants sont fixés par convention dans le sens trigonométrique indirect comme présenté dans la figure 3.3. La normale externe à ce front définit la direction de propagation, depuis les zones brûlées vers l'imbrûlée. Si les fronts peuvent contenir des îlots imbrûlés, ils doivent

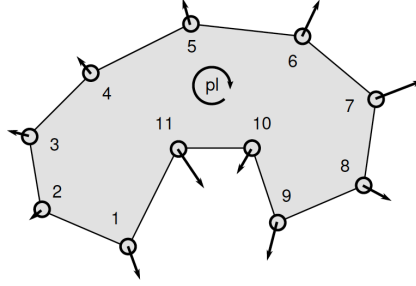


FIGURE 3.3 – Exemple d’une discrétisation d’un petit front de feu avec des marqueurs.

rester des polygones simples (sans intersection).

Le niveau de détail de discrétisation est spécifié par la distance p_r permise entre deux marqueurs successifs, *i.e.* p_r est la plus petite échelle spatiale résolue le long du front de flamme et est appelée la résolution périmétrique. Si deux marqueurs sont éloignés à plus que cette distance la résolution est dégradée et une réorganisation du front est effectuée afin de préserver la résolution du front plus fine que p_r .

Le problème principal de cette méthode provient des problèmes de topologies du front, en cas d’intersections de marqueurs et du raffinement du front lors de son expansion. Une vérification explicite de ces événements doit être effectuée pour maintenir l’intégrité de ce front.

L’utilisation de la simulation à événements discrets simplifie grandement ces vérifications. En effet, les marqueurs ne sont pas tous advectés de manière synchrone à pas de temps fixes, mais chaque marqueur avance indépendamment, utilisant un pas de temps local dépendant de sa vitesse. Les vérifications sont donc uniquement effectuées pour les marqueurs actifs.

À l’instar des méthodes conventionnelles basées sur un pas de temps global, la simulation à événements discrets permet l’advection de marqueurs en résolvant le problème inverse, *i.e.* en fixant une distance au lieu de fixer un pas de temps. L’algorithme proposé va donc calculer la durée que mettra un marqueur pour aller à sa prochaine position (distance donnée) suivant son vecteur vitesse $\vec{x} + \delta_l \cdot \vec{n}$, avec δ_l l’incrément spatial du marqueur et \vec{n} le vecteur de déplacement correspondant à la normale au front.

Le schéma d’advection devient une méthode eulérienne d’ordre un :

$$\vec{x}_i^{(n+1)} = \vec{x}_i^{(n)} + \delta_l \cdot \vec{n}_i^{(n)}, \quad (3.1)$$

$$t_i^{(n+1)} = t_i^{(n)} + \frac{\delta_l}{v_i^{(n)}}, \quad (3.2)$$

où $\phi^{(n)}$ et $\phi^{(n+1)}$ sont les valeurs de la variable dans le prochain état (ici le prochain pas d’espace).

Ce paradigme de résolution de l'advection de marqueurs résulte en une gestion continue du temps, *i.e.* $t_i^{(n)}$ peut prendre comme valeur n'importe quel réel. Cela implique :

1. Les marqueurs ne vont pas bouger simultanément, mais leurs activations sera programmée grâce à un échéancier trié par le temps d'activation $t_i^{(n+1)}$,
2. l'advection de marqueurs avec une grande vitesse sera donc effectuée plus fréquemment que les marqueurs à vitesse moindre. Cette spécificité est d'un fort intérêt dans le cas d'écoulements très spatialement (dans le cas d'un feu la tête et le feu arrière par exemple) inhomogènes en vitesse, car il permet à résolution égale de concentrer le temps de calcul dans les zones les plus rapides et donc réactives.

Dans le cas d'incendies de forêt, la vitesse de propagation de front de flamme donnée par les modèles de "propagation de front" ou "rate of spread" (ROS) va dépendre de plusieurs propriétés géométriques : angle de flamme, courbure et épaisseur de front. Si les deux premières propriétés sont considérées (et estimées numériquement) comme instantanées, la profondeur de front va dépendre de l'histoire de l'écoulement de ce front et des propriétés combustibles (combien de temps et comment le combustible a brûlé). Lors de la simulation des émissions des flux vers l'atmosphère, cette histoire du front est aussi nécessaire pour déterminer l'intensité et l'état des mécanismes de forçages des flux de surface. Une matrice à haute résolution gardant en mémoire les temps d'arrivée du front est utilisée dans ce but. La matrice des temps d'arrivée (AT) est mise à jour localement, en stockant pour chaque point la date à laquelle le premier marqueur est arrivé en ce point. Il est ainsi possible de déterminer numériquement en tout point la durée effective depuis le début de la combustion comme la différence entre la date courante de simulation et la valeur stockée dans cette matrice.

La résolution de AT est un point clé et une limitation numérique requérant de fixer une limite inférieure correspondant aux processus physiques mis en œuvre. En particulier, elle détermine la profondeur minimum de front solvable explicitement, δ_e . Sur de larges domaines (dizaines de km^2) cette matrice à deux dimensions peut contenir des millions de points à une résolution typique de $\delta_e \simeq 2m$. Néanmoins, comme la zone effectivement active de l'incendie n'est qu'une fraction du domaine total, les matrices AT sont stockées sous forme hiérarchique creuse pour être traitées efficacement.

3.2.4 Couplage incendie atmosphère

Un couplage dans les deux directions est pris en compte pour les interactions feu/atmosphère, effectué à chaque pas de temps atmosphérique (généralement sous la seconde). Dans le modèle incendie, le modèle atmosphérique est considéré dans l'échéancier comme un élément devant fournir des conditions aux limites à une période temporelle correspondant au pas de temps. Les champs surfaciques de vent sont envoyés au modèle incendie à la fin d'un pas de temps, tandis que les flux provenant du modèle incendie sont mis à jour au début de chaque pas de temps. Deux champs de vent (pré et post pas de temps) sont donc disponibles pour les interpolations du modèle incendie intervenant pendant le pas de temps atmosphérique. Des renormalisations moins fréquentes (typiquement en dessous de la minute) sont aussi effectuées dans le cas de très grands incendies afin de prendre en compte les

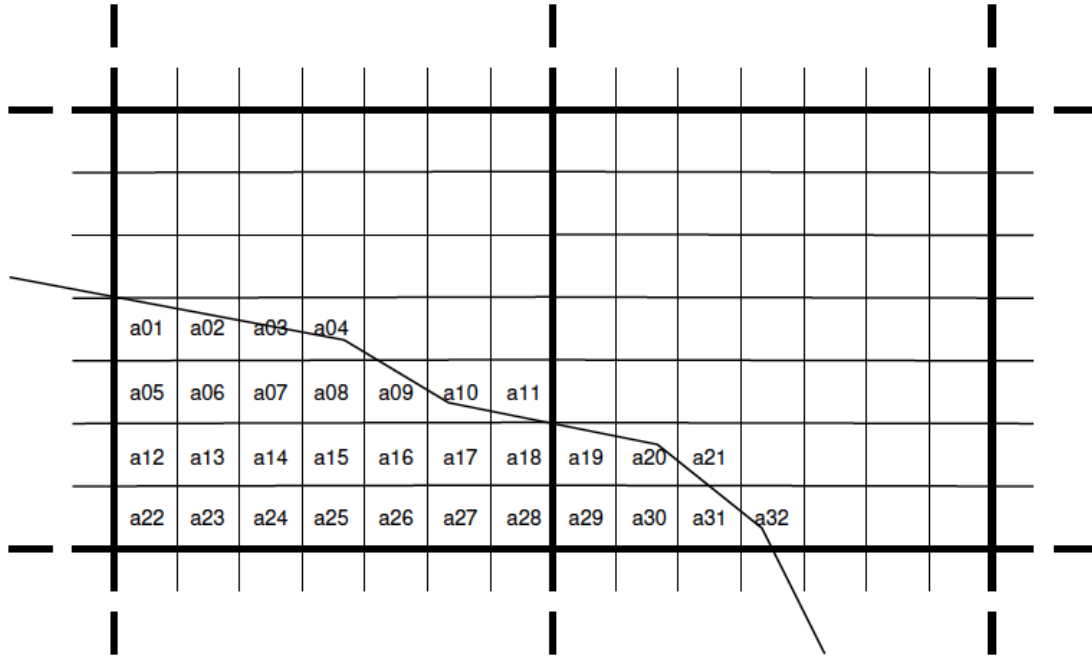


FIGURE 3.4 – Le stockage de l'information des temps d'arrivée est tout d'abord décomposé en cellules (trait large), correspondant usuellement aux cellules de surface du modèle atmosphérique en utilisation couplée. Une carte avec l'information des temps d'arrivée est ensuite stockée dans chacune de ces cellules à plus haute résolution si le feu est présent

changements aux limites du modèle emboîté où se propage l'incendie. Enfin, la géométrie de grille du modèle atmosphérique est envoyée à l'initialisation du modèle incendie pour permettre de réaliser les intégrations locales dans les modèles de flux.

Le forçage atmosphère vers feu se réduit à calculer la vitesse du vent à la position de chaque marqueur. Une interpolation bi-linéaire en temps et espace est réalisée pour cela, utilisant les champs pré et post pas de temps. L'extrapolation verticale au niveau de la hauteur de flamme est appliquée en utilisant un facteur de réduction donné par Rothermel (pour une hauteur standard de 6.1m) (Rothermel, 1983).

Le forçage du modèle atmosphérique avec les conditions de surface est simplifié par la capacité de Meso-NH de prendre en compte des conditions de type flux à la surface. Il existe néanmoins une limitation à la complexité des processus de combustion qui peuvent être résolus par un modèle atmosphérique n'étant pas construit pour cela (très hautes températures, vitesses verticales localement très élevées) comme d'autres codes tels WFDS ou Firetec. Le volume de flamme doit donc rester une portion restreinte de la cellule incendie, et la propagation résolue en sous-maille.

Le calcul du flux demandé est effectué grâce à la matrice AT en déterminant à chaque pas de temps atmosphérique pour chaque cellule de surface du modèle. Le temps de brûlage est ainsi estimé comme la différence entre le temps courant t et le temps d'arrivée du feu $t^a(\mathbf{x})$.

3.2.5 Modèles de flux

Les modèles de flux permettent de spécifier comment une espèce chimique, de la chaleur ou tout autre type d'émission va se réaliser à la surface en réaction au passage d'une interface. Les premiers modèles développés dans le cadre des incendies (Filippi and Pia-lat, 2013) simplifiaient ce dégagement à un flux constant pendant une durée fixe (la durée de combustion), dans de plus grands incendies et avec des structures combustibles plus complexes, cette durée de combustion est plus longue et comporte plusieurs phases. Les modèles spécifiques ont ainsi évolué pour utiliser une fonction gamma simple qui a l'avantage d'être facilement intégrable. Pour un relâchement d'énergie/masse totale Φ durant τ à la position \vec{x} le flux est donné par :

$$f(\vec{x}, t) = \frac{\Phi(\vec{x})}{\tau^2} (t - t^a(\vec{x})) e^{-\frac{(t - t^a(\vec{x}))}{\tau}} \quad (3.3)$$

Dans le cas incendie la durée de combustion τ est extrapolée d'après la formule d'Anderson (1969). Le flux de chaleur et vapeur (resp. Φ_h et Φ_v) est calculé appliquant cette fonction sur la zone de front pendant cette durée. La somme totale de l'énergie relâchée durant ce processus est déduite de plusieurs simplifications. (1) Toute la masse d'eau est estimée évaporée ($\Phi_w = \sigma m$) pendant la combustion. (2) La fraction d'énergie rayonnée et l'efficacité de combustion (proportion d'énergie émise par la flamme) sont supposées prendre les valeurs $\chi_0 = 0.3$ et $E_c = 0.5$, l'estimation de l'énergie totale émise au sol est finalement donnée par $\Phi_h^t = (1 - \chi_0) E_c \sigma \Delta h$.

3.3 Représentation surfacique de l'évolution de la coulée de lave

ForeFire propose deux modes très différents l'un de l'autre pour représenter la distribution surfacique et temporelle d'une coulée de lave. Initialement développé pour la simulation des grands incendies de forêt (avec ou sans couplage atmosphérique) ForeFire a été adapté par la suite pour la simulation d'écoulements de lave avec les mêmes méthodes numériques. Une similitude sur ces deux représentations que sont les feux de forêt et des coulées de lave est l'obligation de tenir compte de la topographie à haute résolution pour la simulation de la dynamique du front (de feux/laves).

3.3.1 Premier mode : propagation simulée

3.3.1.1 Premiers essais avec le modèle de propagation de coulée de lave ForeFire...

Le premier mode de propagation disponible au sein de ForeFire est destiné à une approche de prévision de coulées de lave. Ce mode a été développé pour répondre à une exploitation en temps réel (prévision) d'une éruption en cours. Les flux injectés au modèle

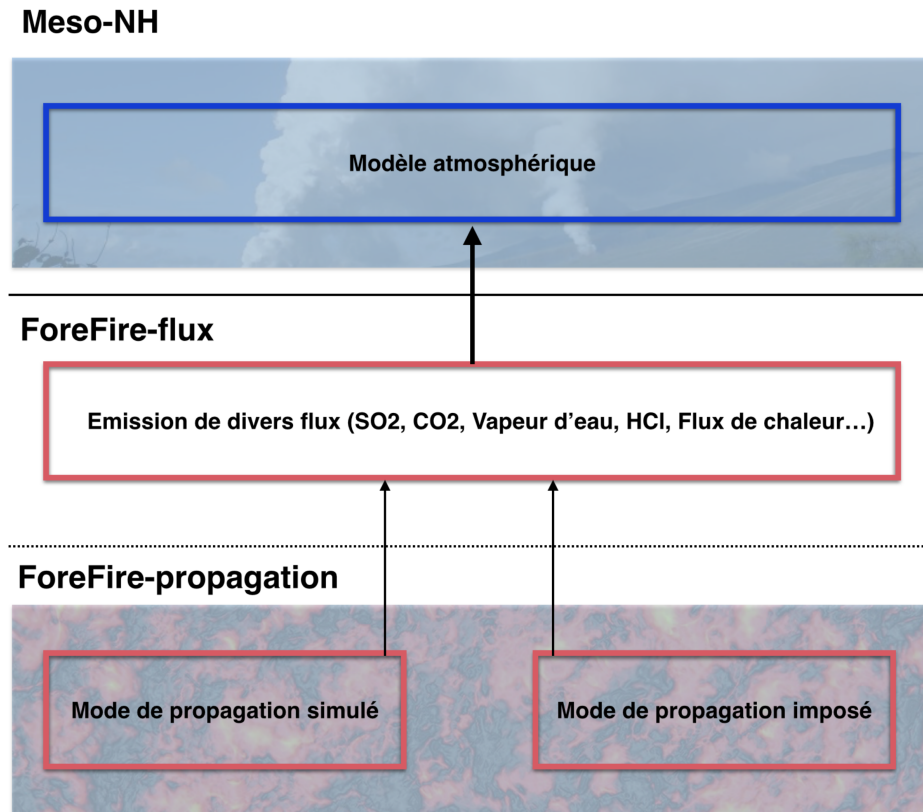


FIGURE 3.5 – Schéma du couplage entre le module de propagation de ForeFire, le module d'émission de flux et le modèle atmosphérique Meso-NH. Deux modes de propagation sont disponibles : un mode à usage prévisionnel (mode de propagation simulé) et un mode de propagation pour l'étude des éruptions passées (mode de propagation imposé). La propagation de la coulée de lave va déclencher des modèles de flux qui auront été attribués sur des zones préalablement définies. Dès lors la zone définie en contact avec la lave, divers flux seront émis et injectés au premier niveau du modèle atmosphérique Meso-NH.

atmosphérique seront émis seulement lorsque la lave, par déplacement gravitaire sur un modèle numérique de terrain, arrivera sur un champ d'émission potentielle prédéfinie (mer, forêt, etc. figure 3.6).

Dans cette méthode, l'interface entre la coulée et l'environnement est décomposée en un ensemble de marqueurs pouvant se déplacer dans un espace continu (figure 3.7). En effet, une des spécificités de la simulation d'une coulée de lave est que la représentation simulée sera très sensible à la représentation fine et à l'évolution du relief ; ainsi un talweg présent dans le modèle numérique de terrain peut modifier la propagation de la coulée de lave sur plusieurs kilomètres. Il est donc plus efficace numériquement de simuler directement les points de cette interface plutôt que les centaines de millions de cellules représentant l'ensemble de la coulée de lave. Le modèle de vitesse de front de lave est basé sur un écoulement gravitaire comprenant des paramètres physiques inhérents à une coulée de lave.

Au premier ordre, les laves provenant d'une éruption effusive peuvent être assimilées

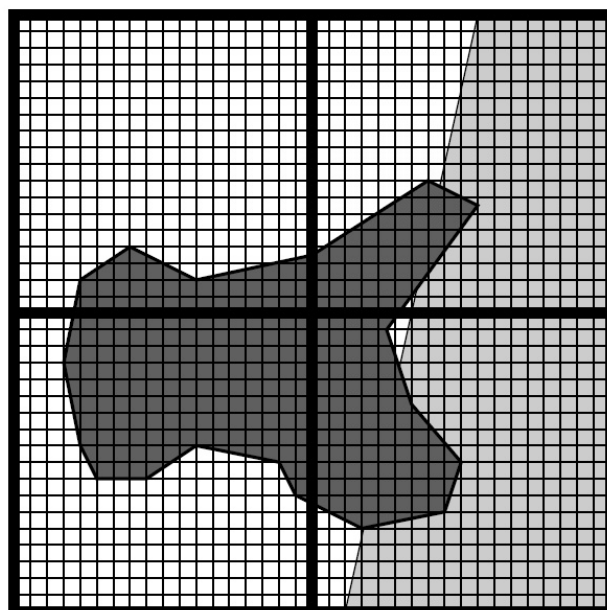


FIGURE 3.6 – Exemple type d'une propagation de lave : 4 cellules atmosphériques de Meso-NH (traits épais), maillage de ForeFire (traits fins), propagation de la lave par simple gravitation (gris foncé) sur une partie du sol (blanc) ainsi que sur la mer (gris clair)

à des fluides newtoniens isothermes déterminés par leur viscosité (Antoine, 2009). Ces fluides peuvent être représentés en première approximation par les équations de Jeffreys, qui seront utilisé pour notre écoulement gravitaire. L'équation de Jeffrey relie la viscosité n de la coulée à son taux d'effusion et à son épaisseur de coulée de lave, en assumant la mise en place d'un fluide isothermal sur une pente d'angle a (figure 3.8) :

$$(V) = pgt^2/3n * \sin(a)$$

Avec a la pente, p la densité de la lave en kg/m^3 (2800kg/m^3 pour les laves du Piton de la Fournaise), n la viscosité de la lave en Pa/s (300Pa/s pour la lave du Piton de la Fournaise) et V la vitesse de propagation en m/s . L'épaisseur de la coulée de lave t est quant à elle obtenue par les équations de Hulmes :

$$(t) = Ys/(pg * \tan(a))$$

Avec t l'épaisseur de la coulée de lave (thickness) en mètres, Ys représentant la force de retour (yield strength) en Pa/s (10000Pa/s dans notre cas d'étude).

Afin de tester la viabilité du mode de propagation simulé de ForeFire pour les coulées de lave, 6 simulations ont été réalisées. Les tests ont été réalisés avec le modèle numérique de terrain à 20m de résolution datant de 1997. Les conditions pour le choix des coulées de lave étaient :

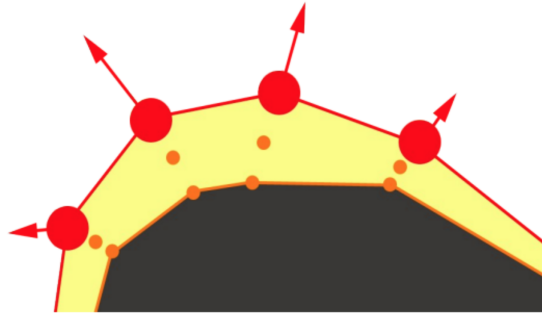


FIGURE 3.7 – Interface décomposée en marqueurs (en rouge), la zone en jaune correspondant à l'épaisseur du front de lave, définie entre la ligne du front (rouge) et la ligne de front à la fin du temps de refroidissement (orange).

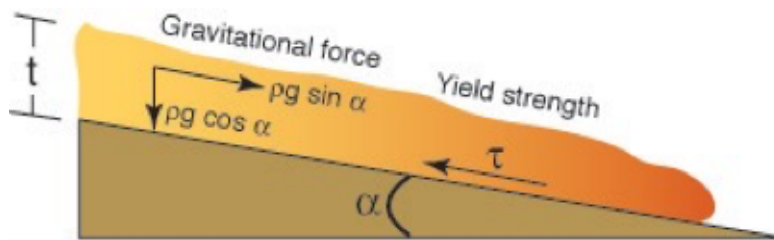


FIGURE 3.8 – Représentation schématique de l'équation de Jeffrey pour la modélisation de la propagation d'une coulée de lave.

- Les 5 coulées de lave doivent être postérieures à 1997, afin de ne pas intégrer la modification du relief associée aux coulées historiques.
- Ces coulées ne doivent pas se superposer au cours du temps afin de ne pas biaiser la propagation d'une des deux coulées de lave en contact.
- Le modèle de propagation des coulées doit être testé sur différents types de terrain, c'est-à-dire que le modèle doit fonctionner aussi bien sur de faibles pentes (ie la coulée de lave d'avril 2007), que sur des pentes très accentuées (bouche éruptive se situant à proximité du cratère Dolomieu)
- Plusieurs types d'éruptions d'intensité différentes doivent être testées.

Les coulées remplissant ces critères sont indiquées et résumées dans le tableau ci-dessous :

TABLE 3.2 – Éruptions sélectionnées et caractéristiques

Eruptions	Observations
11 mars 1998	Après 6 années sans éruption, le Piton de la Fournaise se réveille le 6 mars 1998. Cette éruption, située près du Piton Kapor, durera 196 jours, soit la plus longue éruption du Piton de la Fournaise observée au XXe siècle. Un total de magma émit de l'ordre de $45Mm^3$ sur ces 6 mois. Quelques jours après le début de cette éruption, une nouvelle bouche éruptive, cette fois-ci à l'ouest de l'enclos, va émettre environ $0.5Mm^3$ sur 21 jours. Cette deuxième éruption fait partie des 6 coulées retenues
19 juillet 1999	Cette éruption, démarrée sur le flanc est entre 2500 et 2100m d'altitude, a duré 12 jours. Un volume total de $1.8Mm^3$ a été émis sur l'ensemble de cette éruption.
28 septembre 1999	Cette éruption, à l'instar de la précédente, a démarré sur le flanc sud entre 2500 et 1850m d'altitude, et a duré 25 jours. Un volume total de $1.5Mm^3$ a été émis sur l'ensemble de cette éruption.
30 septembre 2003	L'éruption volcanique du piton de la Fournaise du mardi 30 septembre au mercredi 1er octobre 2003 s'était déroulée dans l'enclos Fouqué durant 13 heures et 25 minutes. Les fissures se situaient sur le flanc sud-sud-ouest du Volcan à 2330 et 2195m d'altitude. Un volume total de $1Mm^3$ de lave a été émis pendant ces quelques heures.
30 mars 2007	Cette courte éruption de 8h s'est déroulée quelques jours avant le début de l'éruption d'avril 2007. Moins d' $1Mm^3$ a été émis.
2 avril 2007	Objet de l'étude, cette éruption à été extrêmement intense, émettant environ $230Mm^3$ de lave sur 28 jours. Une des particularités de cette éruption est la proximité de la bouche éruptive de l'océan, avec une altitude de départ de la coulée de 600m seulement. Parmi les coulées sélectionnées, l'éruption d'avril 2007 est la seule éruption se situant dans la partie de l'enclos ou les pentes sont faibles (environ 10-12%).

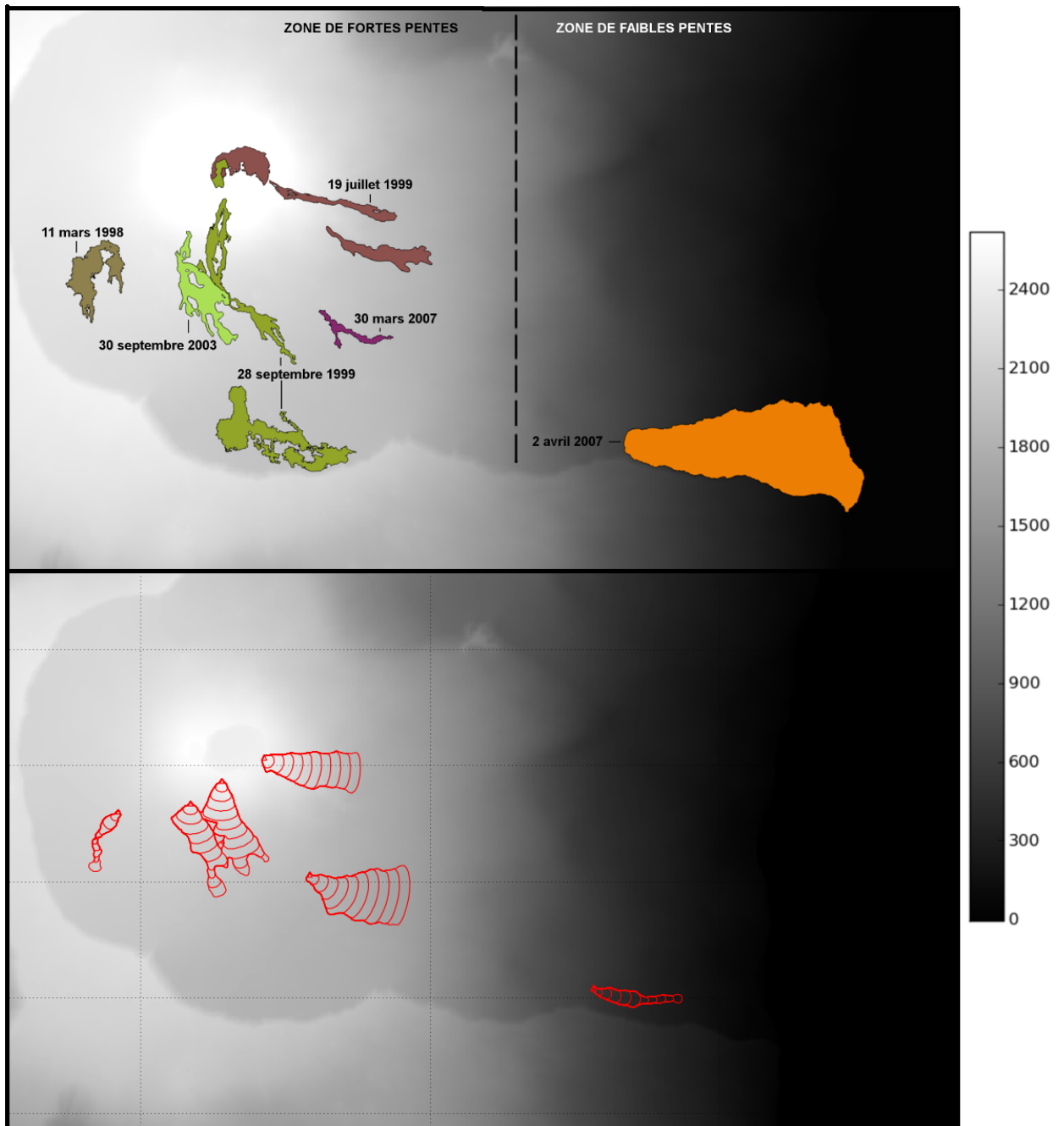


FIGURE 3.9 – En haut : carte observée des 6 coulées de lave. En bas : simulation via ForeFire des 6 coulées de lave après 10h de simulation. La non-prise en compte des débits aux bouches éruptives ne permet pas de limiter la vitesse et l'extension horizontale des coulées de lave. Ces dernières atteignent donc l'extension horizontale trop rapidement comparée aux observations.

D'une façon générale, la propagation des coulées de lave suit la direction des observations (figure 3.9). La propagation sous ForeFire constitue une amélioration notable quant à l'évolution temporelle et à l'expansion surfacique de la lave en comparaison avec SUR-

FEX. Surtout, la progression permet de déclencher de façon autonome les modèles de flux prescrits. Cependant, la propagation d'une coulée de lave sous ForeFire est uniquement simulée par le calcul et la progression d'un front lagrangien, impliquant certaines limitations numériques :

- L'impossibilité d'obtenir une évolution des paramètres physiques à chaque point de la coulée de lave, comme le refroidissement puis la solidification du magma.
- L'impossibilité d'obtenir de nouvelles formations de canaux de lave suite à l'intégration de l'épaisseur de coulée de lave.
- La non-prise en compte de la quantité de magma à la bouche éruptive rend la représentation spatiale et temporelle incertaine. Ce paramètre clé permet de contrôler aussi bien la vitesse d'écoulement ainsi que l'extension horizontale finale des coulées, et donc in fine, l'arrêt de la progression des coulées simulées.

De plus, les valeurs des paramètres numériques inhérents à ForeFire (nombre de points actifs dans le front lagrangien...) ne sont pas universelles en fonction de la localité de la bouche éruptive. En effet, les paramètres fonctionnant pour la coulée de lave de 2007, située sur de faibles pentes, ne permettent pas d'obtenir des simulations satisfaisantes avec les autres éruptions situées sur de fortes pentes. Bien que la coulée de lave soit plus réaliste que sur SURFEX, les limitations numériques liées au mode de propagation simulé de ForeFire ne permettent pas d'envisager une exploitation en temps réel d'une éruption en cours.

3.3.1.2 Exploitation d'un modèle de propagation spécifique : SCIARA

Afin d'améliorer la représentation et l'évolution de tout type de coulée, il a été décidé de réaliser de nouvelles simulations avec un modèle de coulée de lave spécifique. Pour cela nous avons choisi SCIARA, qui est un modèle développé par W.Spataro et G.Filippone de l'université de Calabre pour l'analyse et la visualisation interactive des simulations de coulées de lave (Spataro, 2010). Ce modèle introduit une rhéologie inspirée du modèle de Bingham et donc inclut les concepts de hauteur critique ainsi que la viscosité. Ces deux paramètres clés sont résolus explicitement. Par exemple, la lave peut sortir d'une cellule vers ses voisins si et seulement si son épaisseur surmonte une valeur critique, de sorte que la contrainte de base dépasse la limite d'élasticité.

Les avantages de SCIARA sont :

- Le code SCIARA est développé en C++ et OpenGL. Ce dernier permet de l'utiliser sous Windows et Unix. Le temps de simulation d'une coulée de lave est d'une ou deux minutes suivant la résolution du modèle numérique de terrain utilisée. SCIARA permet en outre une représentation en temps réel de l'évolution de la coulée de la lave en 3D ou en 2D.
- La possibilité de comparer la simulation avec un événement passé par superposition de couches.
- Étant spécialement développé pour les coulées de lave, SCIARA prend en compte un grand nombre de paramètres physiques inhérent à la propagation d'une coulée de lave en comparaison de ForeFire. Ce modèle autorise ainsi l'évolution au cours du temps de certains de ces paramètres, comme le refroidissement et la solidification de la lave en chaque point. Il sépare deux états de la lave, à la bouche éruptive (lave plus chaude, plus fluide) et la lave en cours de solidification (lave plus froid, moins

3.3. Représentation surfacique de l'évolution de la coulée de lave

fluide). Parmi les paramètres en entrée du modèle figurent :

- La température de la lave à la sortie de la bouche éruptive (environ 1100°C) et la température de solidification (environ 900°C).
- Les différents taux de relaxation de la lave à la bouche éruptive (0.5) et au solidus (0.95).
- Les hauteurs critiques pour les températures de lave à la bouche éruptive (1.5m) et lors de la solidification (40m). Cette hauteur critique, une fois atteinte dans le modèle numérique, permet la progression de la lave sur la cellule avoisinante. Le calcul de l'épaisseur de la coulée de lave se fait en temps réel, cette épaisseur s'ajoute automatiquement à la topographie, permettant la création de nouveaux canaux de lave.
- La densité (2600 Kg m^{-3}) et l'émissivité de la lave (0.9).

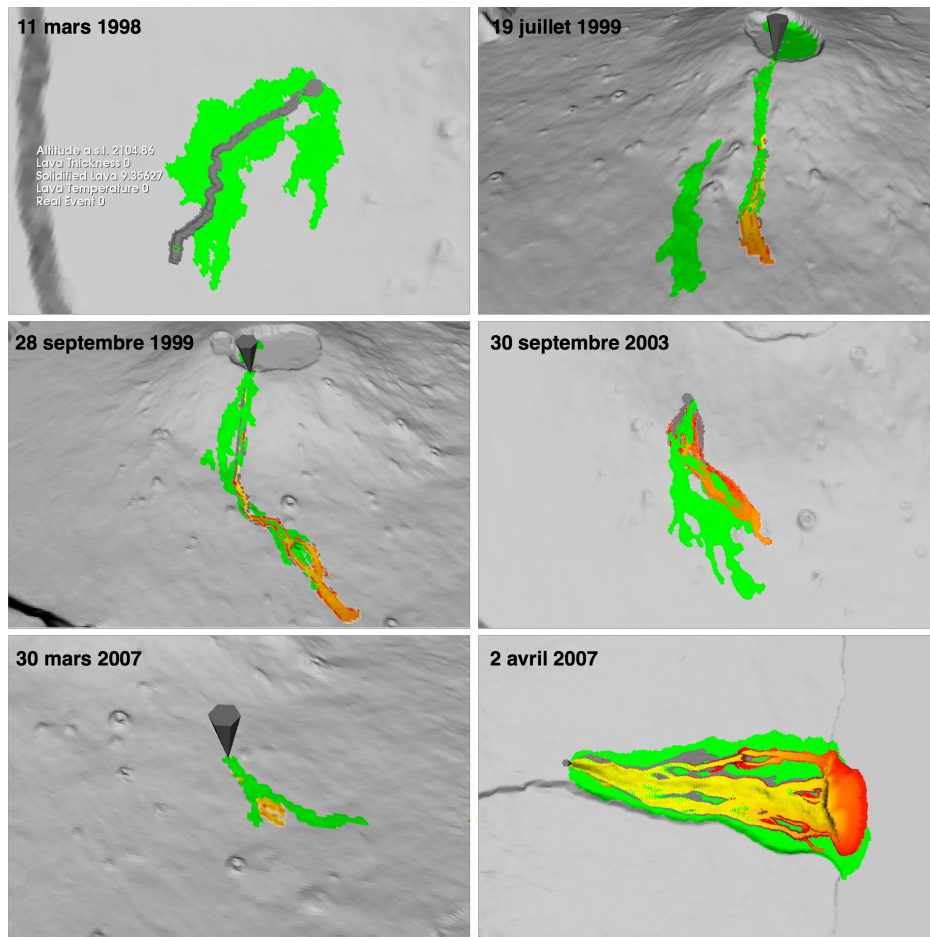


FIGURE 3.10 – Etat final des 6 simulations de coulées de lave par le modèle SCIARA. La zone verte correspond à l'état final de la coulée de lave observé par l'OVPF. La couleur grise correspond à la lave solidifiée, non active. Le jaune montre les zones de lave les plus chaudes et les plus actives tandis que le rouge indique une lave qui se refroidit et dont la propagation est ralentie.

Une comparaison avec les 6 coulées de lave simulées par ForeFire (figure 3.9) a été

réalisée. Les premiers tests réalisés avec SCIARA (figure 3.10, et ceci malgré un modèle numérique de terrain pas suffisamment résolu (25m de résolution horizontale au lieu des 10m de résolution demandés par SCIARA pour des calculs optimisés), ont permis de montrer de nombreux avantages dans l'utilisation de ce modèle face au mode de propagation de ForeFire pour la propagation simulée de coulée de lave.

- La coulée du 11 mars 1998 simulée par SCIARA n'est pas satisfaisante. Le manque de données sur l'évolution du débit magmatique à la bouche éruptive empêche d'obtenir sur ces 21 jours une représentation spatiale proche des observations. La coulée simulée est trop épaisse (9m), et ne s'étale pas sur une surface suffisante.
- La coulée du 19 mars 1999 simulée suit correctement la principale coulée observée. Son extension horizontale est bonne ainsi qu son épaisseur (2m). Cependant pour cette coulée il est difficile de simuler cette éruption composée de plusieurs bouches éruptives puisque l'estimation du débit magmatique correspond au total du magma émis pour l'ensemble des bouches éruptives.
- La coulée du 28 septembre 1999 simulée est cohérente avec les observations. L'extension horizontale est légèrement plus étendue. L'extension surfacique de la partie haute de l'éruption est cependant trop faible, ce qui peut être expliqué par un modèle numérique de terrain pas suffisamment résolu (la coulée rencontre moins d'obstacle et dévale la pente plus rapidement).
- La coulée du 30 septembre 2003 simulée est décalée par rapport aux observations. Ce décalage peut être expliqué par le modèle numérique de terrain pas adapté à cette éruption. L'extension horizontale est cependant satisfaisante.
- Les coulées du 30 mars et du 2 avril 2007 simulées sont proches des observations. Cette dernière manque légèrement d'extension surfacique.

La représentation spatiale, temporelle, ainsi que la prise en compte de l'évolution de paramètres clés, comme le refroidissement de la température de la lave, ou encore le calcul de la hauteur en temps réel de la coulée ajoutent un intérêt certain dans l'utilisation de celui-ci. Néanmoins, un développement numérique devra être effectué afin d'y inclure SCIARA dans le couplage en ligne ForeFire/Meso-NH. SCIARA donnera une carte de la coulée de lave, qui sera par la suite convertie en matrice des temps d'arrivée afin de déclencher les différents modèles de flux prédéfinis dans ForeFire.

3.3.2 Deuxième mode : propagation imposée

Il a été montré précédemment que la distribution du soufre volcanique était sensible aux flux de chaleurs associés à la lave et que le mode de propagation développé dans ForeFire n'était pas capable de représenter suffisamment précisément la distribution et l'évolution de la coulée de lave. Nous avons donc utilisé et adapté un mode de propagation dit "imposé" qui peut être utilisé séparément de Meso-NH (offline) et qui permet d'avoir une représentation spatiale et temporelle au plus proche des observations et des relevés in situ. Cette approche est basée sur la construction d'une matrice de temps d'arrivée du front de lave, réduisant le problème en un champ 2D comprenant le temps observé/simulé de l'arrivée de la coulée de lave et ainsi proscrire toute erreur liée à la simulation dynamique d'une coulée de lave (figure 3.11).

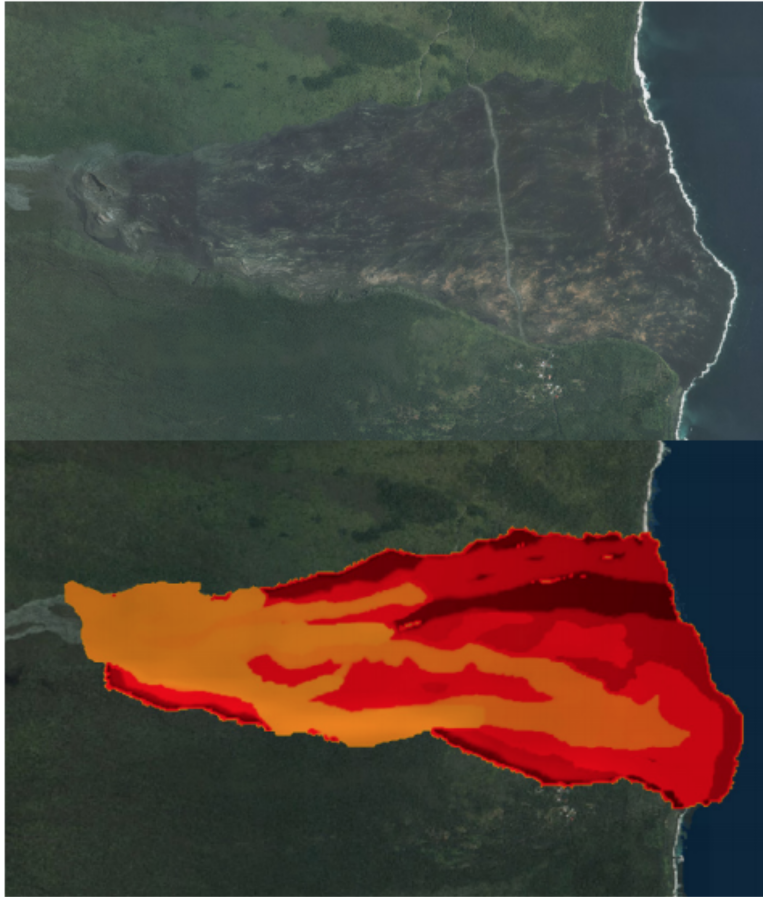


FIGURE 3.11 – En haut, image satellite de la coulée de lave à la fin de l'éruption. En bas, matrice de la dynamique de coulée de lave représentée sous ForeFire. Les teintes orangées les plus claires correspondent aux premières coulées de lave du 2 avril. Les teintes rouge plus foncé correspondent aux dernières coulées du 7 avril.

La matrice des temps d'arrivée de la coulée de lave d'avril 2007 a été construite comme suit :

- Dans un premier temps, il est nécessaire de récupérer les observations des coulées de lave (dans notre cas nous utiliserons les observations sur l'évolution des coulées de lave réalisée par l'OVPF).
- Création dans un logiciel de traitement d'une image correspondant à la résolution du domaine fils (ou du domaine qui sera couplé entre ForeFire et Meso-NH). Chaque vignette correspondant à une observation (et donc à un état de la distribution spatiale d'une coulée de lave sur une journée) doit ensuite être calée spatialement par rapport à l'image/domaine. Le calage de la coulée se fait par superposition des différentes vignettes sur les observations satellitaires.
- Chaque vignette représentant la surface de la coulée pour une journée donnée sera convertie en dégradé de gris, sur 255 niveaux (8 bits). Le noir correspondra au temps 0, le blanc au temps 3600x24s. Ainsi chaque vignette correspondra à une nouvelle

- coulée de lave déclenchée toutes les 24h (3.12).
- Utilisation d'un script créé par J.B. Filippi permettant de fusionner et de convertir ces valeurs en une matrice de temps d'arrivée (figure 3.12).

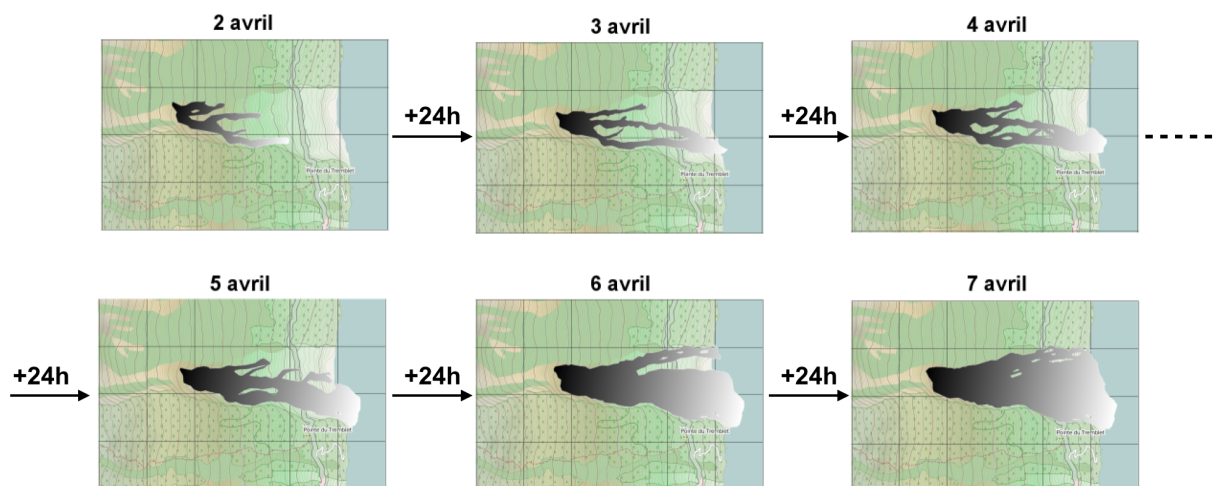


FIGURE 3.12 – Etape pour la construction de la matrice des temps d'arrivée d'une coulée de lave. Chaque vignette représentant la surface de la coulée pour une journée donnée sera convertie en dégradé de gris, sur 255 niveaux. Le noir correspondra au temps 0, le blanc au temps 3600×24 s. Ainsi chaque vignette correspondra à une nouvelle coulée de lave déclenchée toutes les 24h.

Puisque basée sur les observations, la matrice des temps d'arrivée obtenue (figure 3.11) permet d'obtenir une propagation temporelle et spatiale satisfaisante. La seule limitation dans ce mode de propagation réside dans le fait que ce mode est une succession de coulées démarrant chaque jour à 12h (voir figure 3.12). La propagation de la coulée est donc arrêtée pour quelques heures, le temps que la nouvelle coulée se propage plus loin que la précédente.

3.4 Représentation des flux thermodynamiques et chimiques

La simulation avec le couplage ForeFire comporte les mêmes modèles de flux thermodynamiques injectés précédemment sous SURFEX (cf Chapitre II). Cependant, ForeFire permet une meilleure représentation de la distribution spatiale des flux, avec notamment une résolution plus fine, mais surtout un déclenchement en lien avec la dynamique évolutive de la propagation de la lave. Ainsi, les flux seront injectés seulement lorsque la lave, par déplacement gravitaire ou imposé, arrivera sur un champ d'émission potentiel (c.-à-d. la mer ou le champ de propagation de la lave). Il est important de souligner que ForeFire ne se substitue pas à SURFEX, mais se superpose à celui-ci pour y ajouter les flux thermodynamiques et chimiques propres à l'éruption. Pour les feux de forêt comme pour les

coulées de lave, les différents modèles de flux (chimiques et thermiques) sont représentés de façon sous-maille au sein de ForeFire. ForeFire peut être utilisé forcé par des conditions atmosphériques de surface. Ce mode d'utilisation permet de réaliser des bilans de flux en s'affranchissant du modèle atmosphérique Meso-NH.

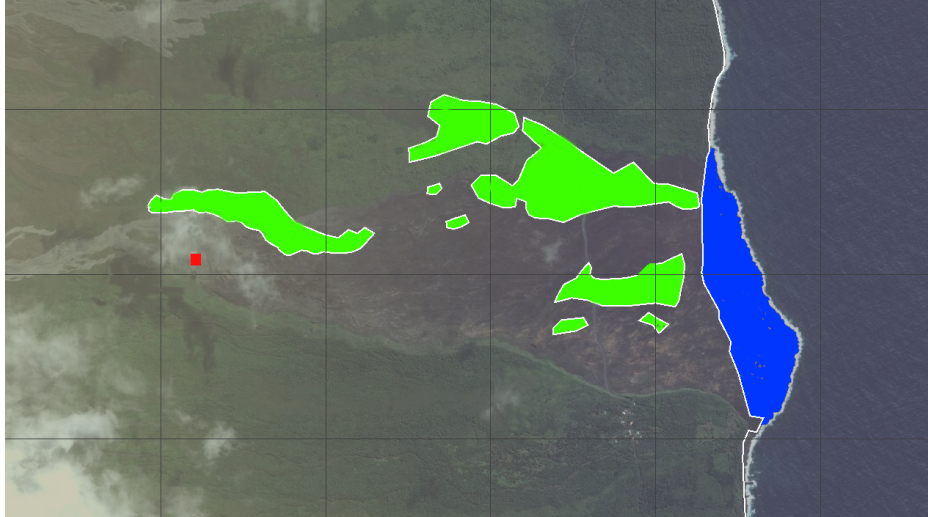


FIGURE 3.13 – Carte des zones de flux définies dans ForeFire pour l'émission des différents flux vers le modèle atmosphérique Meso-NH. Les flux de chaleur seront émis sur l'ensemble de la carte à la seule condition du passage de la coulée de lave simulée ou imposée par ForeFire. La zone rouge correspond à la zone de la bouche éruptive où seront émis les flux de dioxyde de soufre et de vapeur d'eau au cratère. La zone verte correspond à la zone d'émission du flux de dioxyde de carbone lors du brûlage de la forêt primaire. Enfin, la zone bleue correspond à la zone d'émission du panache Laze lors de l'entrée de la lave en mer ainsi qu'à l'émission du flux d'acide chlorhydrique.

Quatre zones de flux ont été définies :

- La zone du flux de chaleur sensible : cette zone couvre l'ensemble du domaine à 100m de résolution couplé avec ForeFire. En conséquence, pour tout point en contact avec la lave, le modèle de flux de chaleur sensible sera déclenché.
- La zone du flux de CO₂ : Ces zones correspondent aux emplacements des forêts primaires (en vert sur la figure 3.13).
- La zone du flux de SO₂ : Cette zone correspond à la bouche éruptive où l'ensemble du dioxyde de soufre estimé sera émis (en rouge sur la figure 3.13)
- La zone du flux de vapeur d'eau/acide chlorhydrique : Cette zone correspond à l'entrée de la lave en mer. Les modèles de flux du HCl et de la vapeur d'eau seront déclenchés simultanément (en bleu sur la figure 3.13).

3.4.1 Paramétrisation des flux de chaleur sensibles

Un des points clés de la circulation atmosphérique au-dessus de la zone de lave, essentielle à notre étude, est le flux de chaleur. En effet, cet apport de chaleur additionnel intense

et très localisé va considérablement modifier la circulation atmosphérique locale (convection, brises) et la distribution de la pollution volcanique. Dans une coulée de lave, la chaleur est transmise du cœur à la croûte superficielle par phénomène de conduction (Oppenheimer, 1991; Klingelhofer et al., 1999; Quarenì et al., 2004). Selon Harris et al. (2005), lorsque la coulée se propage en surface, elle la réchauffe de la même manière (10^3 W m^{-2}). En outre, l'interaction entre l'atmosphère et la lave est différente puisque les transmissions de chaleur sont régies par les principes de convection 10^4 W m^{-2} et de rayonnement ($5 \times 10^4 \text{ W m}^{-2}$), tandis que la conduction depuis la base de la coulée vers le sol est prédominant (10^3 W m^{-2} , Harris et al. (2005)). Pour cette étude, seul le flux de chaleur convectif est implémenté, nous faisons l'hypothèse que la perte des flux de chaleur par conduction et par les précipitations de gouttelettes d'eau sur la coulée de lave sont négligeables (250 W m^{-2} , Harris et al. (2005)). Étant donné que la majeure partie de l'énergie rayonnée est perdue vers l'espace, et que l'influence du flux radiatif en contact avec des particules atmosphérique est inversement proportionnelle au carré de la distance, nous faisons aussi l'hypothèse de ne pas l'inclure dans notre modèle thermodynamique.

Ainsi le flux de chaleur par convection est estimé suivant :

$$Q_{conv} = hc(T_{surf} - T_{air})$$

Avec hc le coefficient de transfert de chaleur estimé à 50 W m^{-2} par Keszthelyi et al. (2003), T_{surf} la température de surface de la lave et T_{air} la température de l'air (290K). La surface couverte par la coulée de lave active (1100°C) et par la coulée de lave refroidie (400°C) est estimée par les observations journalières in situ obtenues par Bachèlery et al. (2014) entre le 2 et le 8 avril, permettant d'obtenir des estimations du flux de chaleur associé par la lave (figure 3.14).

L'estimation des flux de chaleur sensible et par conséquent le refroidissement de la lave est principalement contrôlée par les vents de surface. Les relations entre les flux de chaleur et les vents sont prises en compte dans le modèle, à partir des observations de Keszthelyi et al. (2003) (figure 3.14). Plus le vent est fort, plus les pertes de chaleur en surface sont importantes et plus le flux associé est important. Grâce à l'étude de propagation de la lave et à la distinction de la lave liquide de celle qui est refroidie, il est donc possible d'obtenir un modèle des flux de chaleur de la lave en fonction du temps, contraint non seulement par l'occupation et la fluidité de la lave, mais aussi par l'intensité du vent de surface. Le flux de chaleur estimé avec la figure 3.14 pour une température de la lave à 1100°C (surface active) et une moyenne de vent à 5 m.s^{-1} (moyenne sur la période de l'éruption) est de 22000 W m^{-2} . Celle pour une lave à 400°C (croûte) et une vitesse moyenne de vent identique est de 8.000 W m^{-2} . Inversement, à température de lave équivalente (1100°C), le flux de chaleur émis avec un vent nul est de 4000 W m^{-2} contre 40000 W m^{-2} pour un vent de 10 m.s^{-1} . Cet exemple illustre l'importance du couplage entre le modèle de surface ForeFire avec le modèle atmosphérique Meso-NH. Dans ForeFire, si la zone potentielle pour l'émission du flux de chaleur correspond à l'ensemble du domaine de simulation, le déclenchement de ce flux de chaleur sera effectif uniquement au passage du front de la coulée de lave.

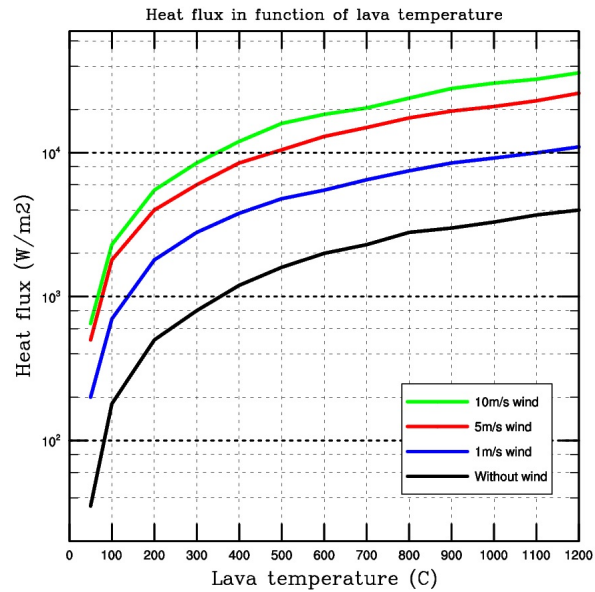


FIGURE 3.14 – Estimation du flux de chaleur sensible en fonction de la température de la lave et du régime de vent en surface [Keszthelyi, 2003]

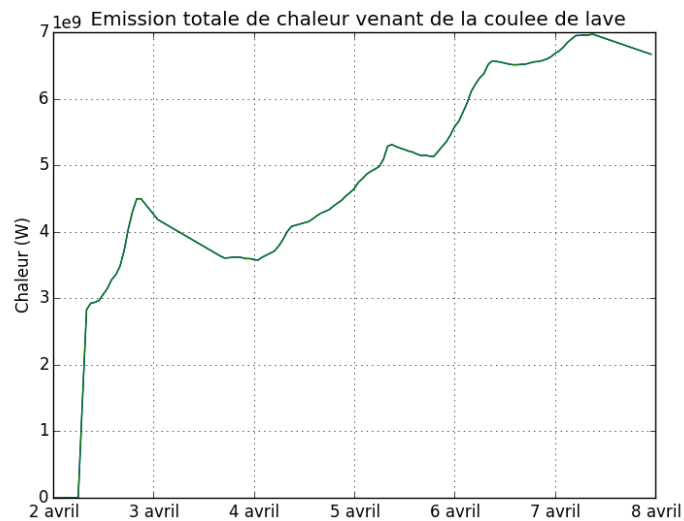


FIGURE 3.15 – Emission totale de chaleur (W) provenant de la coulée de lave d'avril 2007 simulée par le modèle de surface ForeFire

L'émission totale de chaleur sensible émise sur l'ensemble de la coulée de lave atteint dès les premières heures de l'éruption des valeurs dépassant les 3×10^9 W. Tout au long de l'éruption, ces flux vont augmenter pour atteindre un maximum de 7×10^9 W le 7 avril 3.15.

Les légères baisses présentes à 12h le 3, 5, 6 et 7 avril correspondent au démarrage d'une nouvelle coulée de lave dans le modèle de propagation de ForeFire. En effet, la propagation imposée sous ForeFire est une succession de coulées démarrant chaque jour à 12h (voir figure 3.12). La propagation de la coulée est donc arrêtée pour quelques heures, le temps que la nouvelle coulée se propage plus loin que la précédente. Pendant ce temps, le ratio lave liquide/lave solidifié diminue et a pour conséquence une baisse des émissions de flux de chaleur sensible (voir figure 3.14). Le refroidissement des coulées de lave (par perte d'énergie calorifique et par cristallisation) n'étant pas implémenté dans le modèle ForeFire, les flux de chaleur provenant de la lave ne diminuent pas au cours de l'éruption.

3.4.2 Paramétrisation du flux de SO₂

Il s'avère très important de pouvoir quantifier le dégazage de SO₂ dans l'atmosphère généré par l'éruption du Piton de la Fournaise. Seulement, en raison du manque de mesures à proximité du volcan lors du dégazage, l'estimation de la quantité de gaz libérée dans l'atmosphère n'a pas pu être effectuée. Toutefois, une approche à grande échelle a permis, à partir d'une étude numérique utilisant le modèle Meso-NH couplé à un module de chimie et d'autre part via les observations spatiales du capteur OMI et du lidar CALIOP, d'estimer l'évolution temporelle d'émission de SO₂ ainsi qu'un total de 232kT SO₂ émis entre le 4 et le 11 avril 2007 (Tulet and Villeneuve, 2010). Une deuxième étude pétrologique montre qu'environ 311kT de SO₂ a été émis sur l'ensemble de l'éruption, en cohérence avec l'étude précédente (Di Muro et al., 2014).

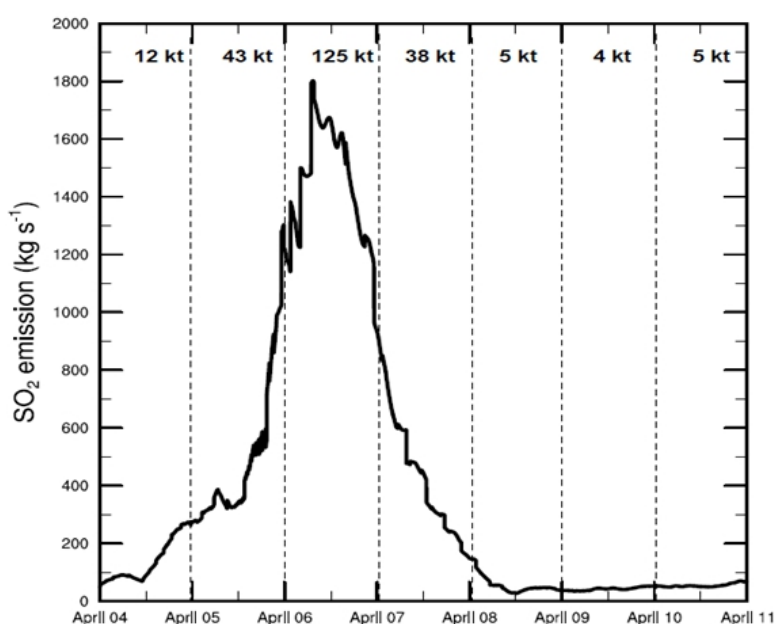


FIGURE 3.16 – Estimation des émissions de SO₂ entre le 4 et le 11 avril [Tulet et Villeneuve, 2010]

Un pic est obtenu pour le 6 avril avec près de 1800 kg/s de SO₂, soit près de 125kT

relâchés ce jour même. L'évolution du flux de SO₂ est en corrélation avec la sismicité à l'aplomb du volcan (figure 3.16). Les données du 2 et 3 avril sont cependant manquantes. De plus, les estimations avant la journée du 4 avril puis au-delà du 8 avril sont incertaines compte tenu des faibles épaisseurs optiques de SO₂ mesurées qui sont proches des limites de détection du capteur OMI (figure 3.16). Néanmoins, des simulations tests de calibration ont permis d'ajuster le flux de SO₂ lors de ces trois journées par comparaison avec les données de l'ORA (voir. Dans ForeFire, ce flux sera injecté au point rouge de la carte des flux 3.13 correspondant à la zone définie au sein de ForeFire comme étant la bouche éruptive. Ainsi l'émission totale du SO₂ estimée par Tulet and Villeneuve (2010) sera répartie sur les 931m² que représente cette zone.

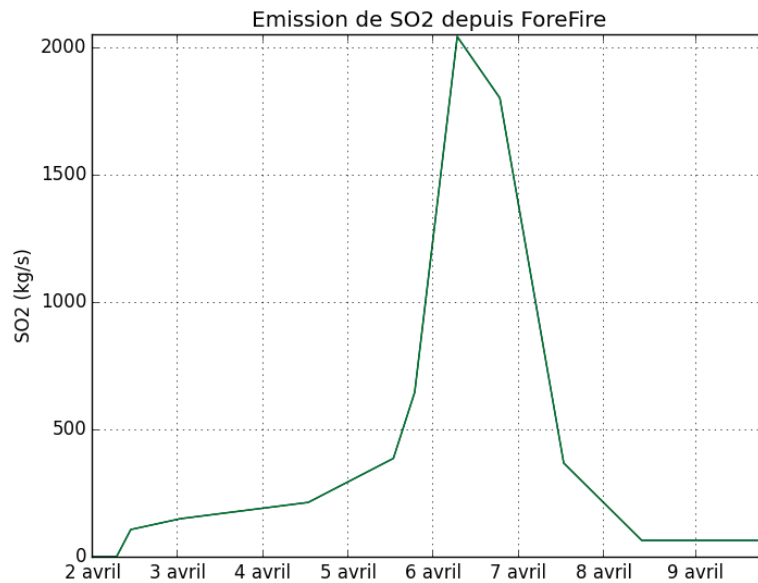


FIGURE 3.17 – Emission linéarisée de SO₂ provenant de la bouche éruptive émise par le modèle de surface ForeFire vers le modèle atmosphérique Meso-NH. Les faibles valeurs avant le 4 avril et au-delà du 8 avril sont incertaines dues à la limite de détection du capteur OMI. Du 4 avril au 5 avril, une augmentation modérée, mais constante du flux de SO₂ est implémentée dans ForeFire. À partir du 5 avril, une forte augmentation avec un maximum de 2000kg/s est modélisée, puis une forte baisse jusqu'à 12h le 7 avril (400kg/s)

TABLE 3.3 – Emission de SO₂ ajustée (kg/s) entre le 2 avril et le 7 avril 2007 au sein de ForeFire.

Date	2 av 6h	2 av 10h	3 av 00h	4 av 00h	4 av 12h	5 av 12h	5 av 18h	6 av 6h	6 av 18h
Valeur (kg/s)	40	70	180	400	462	605	1916	1650	345

3.4.3 Paramétrisation des flux de CO₂

La coulée de lave a brûlé près de 300 hectares de forêt primaire du Sud de l'Enclos (Source : bulletin de l'ONF du 11 avril 2007) et provoqué une forte émission de carbone dans l'atmosphère. L'étude de [Brown et al. \(1989\)](#) a permis d'estimer la densité de bois dans une forêt tropicale type à environ 513 Mg/hectare soit 51.3 kg/m². Parmi ces 51.3 kg/m² de végétation, 50% de cette masse correspond à la présence de carbone, soit 25,65 kg de carbone par mètre carré. L'analogie entre cette forêt tropicale type et la forêt primaire brûlée par l'éruption d'avril 2007 sera prise en hypothèse. Connaissant cette masse ainsi que les masses molaires du dioxyde de carbone, nous pouvons donc en déduire qu'environ 93 kg/m² de CO₂ ont été émis par la forêt primaire. Aucune étude à ce jour n'ayant permis de déterminer la vitesse et le profil d'un feu de forêt par une coulée de lave, il a été décidé d'émettre au contact de la coulée de lave ces 93 kg/m² de CO₂ de façon linéaire sur 2h (figure 3.18). Dans ForeFire, la zone d'émission du dioxyde de carbone correspond à la zone verte définie sur la carte des modèles de flux 3.13. Ces zones, correspondant à l'emplacement des forêts primaires, ont été définies par imagerie satellitaire.

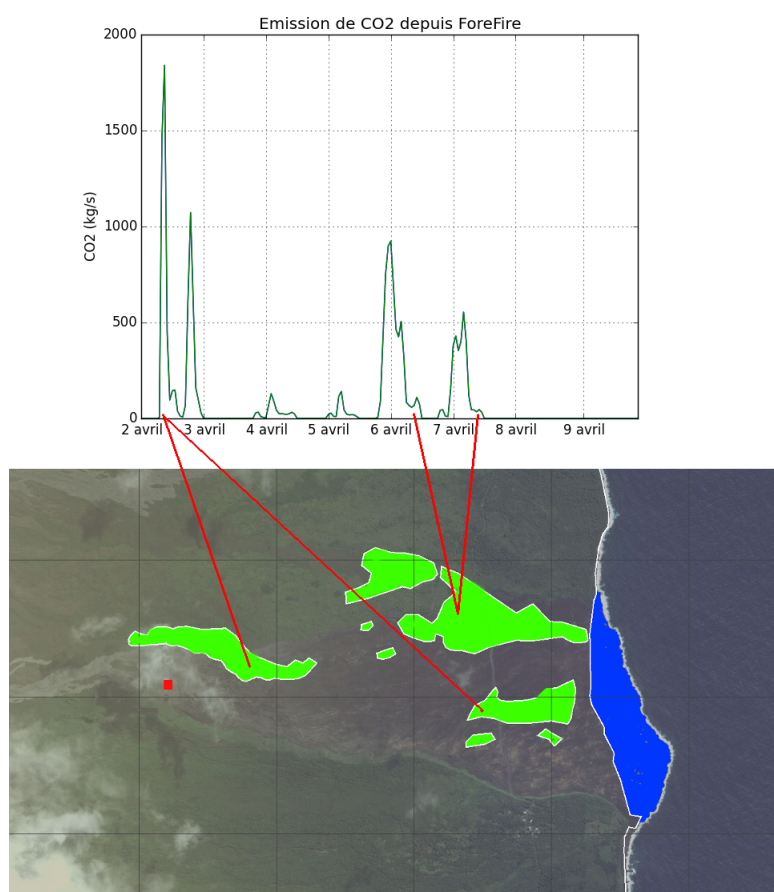


FIGURE 3.18 – En haut : Émission de CO₂ provenant du brûlage des forêts tropicales émis par le modèle de surface ForeFire vers le modèle atmosphérique Meso-NH. En bas : Correspondance des pics d'émission de CO₂ avec les zones de forêts en vert.

Sur la figure 3.18, les pics d'émission de CO₂ provenant du modèle d'émission de ForeFire correspondent au brulage des différentes zones de forêt. La courte période de chaque pic est due au temps de brulage de 2h implémenté dans le modèle de flux du CO₂. La majorité de l'émission du CO₂ a lieu lors des premières 24h avec des maximums d'émission de l'ordre de 1800kg/s, puis une forte émission de CO₂ intervient le 6 avril à 00h UTC (1000kg/s) par le brulage de la forêt située au Nord-Est de la coulée.

3.4.4 Estimation des flux de vapeur d'eau à la bouche éruptive

L'eau incluse dans le magma et dégazée dans l'atmosphère est de l'ordre de 0.8% de la masse totale de la lave (Famin et al., 2009). Il a été décidé que cette quantité est totalement extraite directement à la sortie du cratère à l'instar des gaz composants le magma. L'estimation de cette vapeur d'eau dépend donc de l'estimation réalisée par Coppola et al. (2009) sur la quantité émise de magma à la bouche éruptive lors de cette éruption (figure 3.19). Les variations d'émission du flux de vapeur d'eau diffèrent du flux de SO₂ dans la mesure où les différents dégazages et flux de lave ne sont pas proportionnels. L'émission de la vapeur d'eau émise au premier niveau du modèle atmosphérique est répartie sur l'ensemble de la zone de la bouche éruptive définie dans ForeFire (point rouge de la figure 3.13). Le maximum émis correspond au paroxysme de l'éruption le 5 avril avec environ 8000kg/s répartis sur 930m⁻².

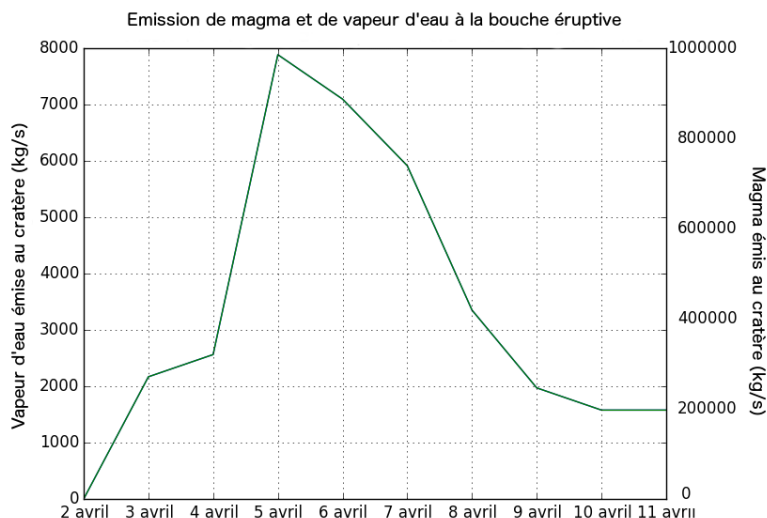


FIGURE 3.19 – Emission du magma (en kg/s) à la bouche éruptive selon Coppola et al. (2009). et émission de la vapeur d'eau provenant de la bouche éruptive émise par le modèle de surface ForeFire vers le modèle atmosphérique Meso-NH.

3.4.5 Estimation des flux de vapeur d'eau pour le panache Laze

Certaines coulées qui sont suffisamment alimentées ou qui proviennent d'éruptions à basse altitude atteignent l'océan. Le contact avec l'eau salée provoque un panache de vapeur d'eau condensée et la formation de gaz irritants, notamment d'acide chlorhydrique. Ce panache est couramment nommé Laze, pour Lava Laze (Keszthelyi et al., 2003). L'estimation de ce panache de gouttelette d'eau a été réalisée ainsi :

La masse de lave nécessaire pour évaporer 1kg d'eau de mer peut être calculée par l'équation thermodynamique suivante (Edmonds and Gerlach, 2014) :

$$ML = (dV_{SW} + E_{vap}) / (dT x C_{lava})$$

Avec ML la masse nécessaire pour évaporer 1kg d'eau de mer, dV_{SW} la différence d'enthalpie entre l'eau de mer à 25°C (105kJ/kg) et à 100°C (419kJ/kg), E_{vap} est la chaleur latente de l'eau de mer évaporée (2261kJ/kg à 100°C), dT est la différence de température entre la lave liquide et la lave in fine dans l'eau de mer (i.e 1100°C à 100°C). Enfin, C_{lava} la capacité thermique du basalte (0.84 kJ/kg/K).

Ainsi, dans le cas de l'éruption 2007 du Piton de la Fournaise, 3,4kg de lave sont nécessaires à l'évaporation d'un kilo d'eau salée. La densité du basalte du Piton de la Fournaise étant de 2800 kg/m³ environ, le volume d'eau évaporée correspond à 1.3 fois le volume de lave entrée en mer. Le volume total de lave en mer a été évalué à environ 100 millions de m³ (Bachelery et al., 2014; Villeneuve et al., 2008; Saint-Ange, 2009), le volume d'eau évaporée entre le 3 et le 28 avril correspond ainsi à 83 millions de m³. Pour la représentation numérique, il a été supposé que le flux de vapeur d'eau était directement corrélé par le flux de lave entré en mer, et donc proportionnel à l'émission de la lave estimée via les mesures de sismicité à l'aplomb du volcan (figure 3.20). Dans ForeFire, la zone d'émission du panache Laze correspond à la zone bleue définie sur la carte des modèles de flux 3.13. L'émission totale de la vapeur d'eau estimée ici sera répartie dynamiquement sur des portions de cette zone suivant l'apparition ou la disparition des canaux de laves. Étant donné que le refroidissement de la lave n'est pas intégré dans les modèles de flux de chaleurs sensible, et afin d'éviter d'émettre en continu ce flux sur la totalité de cette zone, et donc d'obtenir un lissage trop important du panache Laze, nous avons décidé de concentrer l'émission de vapeur d'eau uniquement sur des canaux de lave dont le contact avec l'eau de mer est inférieur à 36h.

Lorsque la coulée de lave atteint la zone de vapeur d'eau du panache Laze (en zone bleue sur la figure 3.13) l'émission de cette vapeur d'eau va être proportionnelle à l'intensité de l'éruption et donc l'estimation réalisée par Coppola et al. (2009) sur la quantité émise de magma à la bouche éruptive. L'émission totale théorique de vapeur d'eau sera 3.4 fois inférieure à l'émission du magma. Ainsi le maximum de vapeur d'eau théorique émis sur l'ensemble de la zone d'émission correspond au maximum d'intensité de l'éruption le 5 avril avec 146000kg/s.

À la suite de tests numériques sur la hauteur d'injection du panache Laze, les valeurs théoriques exposées ci-dessus ne permettent pas d'avoir une hauteur d'injection cohérente avec les observations. Le 5 et 6 avril, les valeurs théoriques (148000 kg/s) donnent une hauteur

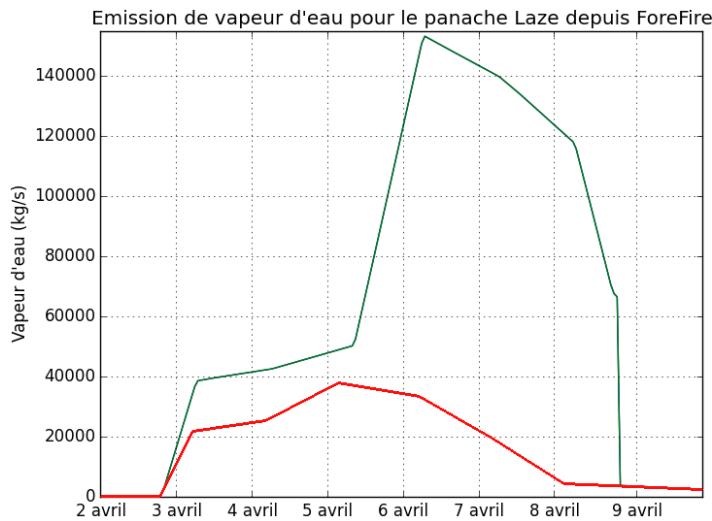


FIGURE 3.20 – Evolution de la quantité d'eau (kg/s) entre le 2 avril et le 9 avril émise par le modèle de surface ForeFire vers le modèle atmosphérique Meso-NH. La courbe verte correspond à l'évolution de la quantité d'eau théorique, en rouge l'évolution de la quantité d'eau obtenue par une approche top down afin d'avoir des hauteurs d'injection cohérente avec les données Météosat.

TABLE 3.4 – Emission de vapeur d'eau ajustée (kg/s) entre le 2 avril et le 8 avril 2007 au sein de ForeFire.

Date	2 av 17h	3 av 4h	4 av 4h	5 av 4h	6 av 4h	7 av 4h	8 av 4h
Valeur (kg/s)	0	20800	24200	38700	35400	20000	5300

d'injection de l'ordre de 24km d'altitude (contre 10/15km pour Météosat). Une approche descendante (top down) a permis par tests successifs d'ajuster la quantité de vapeur d'eau nécessaire pour atteindre une hauteur d'injection en cohérence avec les données de Météosat (tableau 3.4 et figure 3.20). Les valeurs obtenues sont, au paroxysme de l'éruption, 3.5 fois inférieures aux valeurs théoriques. Cette différence peut être expliquée par le fait que toute la surface de la lave ne rentre pas directement en contact avec la mer et en conséquence ne participe pas à l'évaporation de celle-ci.

3.4.6 Estimation des flux de HCL

La chaleur extrême de la lave en fusion bout et vaporise l'eau de mer, ce qui conduit à une série de réactions chimiques complexes. Ces dernières provoquent notamment la création d'acide chlorhydrique HCl. Il est difficile d'estimer directement l'émission de HCl, cependant une étude menée par Edmonds and Gerlach (2014) à permis d'obtenir via de nombreuses mesures in situ, un ratio moyen de 0.00033 de la concentration entre le HCl et l'eau dans les panaches Laze. Nous utiliserons ce proxi dans nos simulations comme première estimation. Ce modèle de flux va donc être une copie du modèle de flux de vapeur

d'eau pour le panache Laze, affecté du ratio 0.00033.

En conséquence, la zone d'émission définie au sein de ForeFire sera la même zone bleue indiquée sur la carte des modèles de flux [3.13](#).

Chapitre 4

Modélisation intégrée de la situation du 2 au 7 avril 2007

Sommaire

4.1	Objectifs et méthodologie de l'étude	129
4.1.1	Objectifs	129
4.1.2	Méthodologie	129
4.2	Évolution de la distribution surfacique de la lave et des flux associés	132
4.3	Dynamique et convection au cratère et au-dessus de la lave	133
4.3.1	Stabilité atmosphérique	133
4.3.2	Convection au-dessus de la coulée	138
4.3.3	Précipitations	144
4.4	Distribution régionale et dépôt du SO₂ et du CO₂	148
4.4.1	Charge régionale en dioxyde de soufre	148
4.4.2	Concentration de soufre en surface	150
4.4.3	Comparaison avec les stations de l'ORA	154
4.4.4	Émission et dépôt du SO ₂	155
4.4.5	Hauteur d'injection du SO ₂	158
4.4.6	Panache de dioxyde de carbone	158
4.5	Étude du panache Laze	160
4.5.1	Objectifs et verrous	160
4.5.2	Caractérisation du flux de vapeur d'eau et convection associée	160
4.5.3	Flux et transport du HCl	163
4.5.4	Transport à grande échelle et comparaison avec les données Météosat	167
4.6	Interaction entre les 3 types de convection	172
4.6.1	Objectifs et méthodologie	172
4.6.2	Tests de sensibilités - Sans panache Laze	172
4.6.3	Tests de sensibilités - Sans chaleur provenant de la coulée de lave	174

4.1 Objectifs et méthodologie de l'étude

4.1.1 Objectifs

Ce dernier chapitre a pour objectifs de :

- Réaliser une simulation en 3D à haute résolution de la distribution du soufre volcanique en intégrant une représentation implicite de la convection et une représentation explicite des flux de chaleurs associés à la lave et à l'entrée de la lave en mer. Cette simulation intégrée qui vise la représentation la plus proche possible de la plupart des processus physiques permettra de réaliser une étude d'impact de chacun de ces processus en vue d'identifier les éléments indispensables afin de représenter au mieux la dynamique d'une éruption volcanique. Elle permettra aussi d'identifier les processus manquants à intégrer dans les futures simulations d'éruptions effusives telles que celles du Piton de la Fournaise. Il est important d'indiquer que si la prise en compte de la chimie aqueuse était initialement prévue, celle-ci a dû être abandonnée, sa complexité numérique nécessitant un temps de développement relativement trop long pour l'obtention de résultats satisfaisants dans le cadre de cette étude. La non-représentation des transformations chimiques multi-phases et du lessivage va impacter les résultats à partir du 5 avril (début de la période de précipitations dans la zone d'éruption) et surtout du 6 avril (maximum d'intensité éruptive et période maximale de précipitations dans la zone d'éruption). De même, les flux intenses de vapeur d'eau dégazés au cratère n'ont pas pu être modélisés, impactant la colonne convective par la non-représentation de la chaleur latente au-dessus de la bouche éruptive.
- Un deuxième point sera la cartographie des zones d'émissions primaires et secondaires et chimiques sur le territoire Réunionnais.
- Une analyse du panache Laze sera effectuée. Une méthode top-down sera utilisée afin d'estimer les flux de vapeur d'eau associés à l'entrée de la lave en mer en confrontant les altitudes de détrainement du sommet des nuages simulées par le modèle avec les données satellites de Météosat.
- Enfin, deux tests de sensibilités seront réalisés sur la journée du 5 avril afin d'analyser les interactions dynamiques entre les différentes convections : au cratère et au-dessus de la lave (flux de chaleur sensible) et lors de l'entrée de la lave en mer (flux de chaleur latent) Cette étude permettra de conclure sur la nécessité de représenter les trois types de convection pour estimer de façon satisfaisante les transports et les dépôts des polluants volcaniques.

4.1.2 Méthodologie

La simulation sera effectuée avec la version Meso-NH 5-1-4. La simulation commence à 06h UTC le 2 avril 2007 et finit le 7 avril à 00h UTC. Cette simulation possède trois domaines en grid nesting two way. Le plus grand des domaines inclut l'île de la Réunion ainsi que l'île Maurice et s'étend sur 400 km du nord au sud et 500 km d'est en ouest. Le second domaine couvre uniquement la Réunion et son littoral avec un espacement horizontal de

grille de 500m (figure 4.1). Le troisième domaine est centré au-dessus de la coulée de lave et couvre une zone de 10km d'ouest en est et de 8km du nord au sud. L'ajout de ce troisième domaine à 100m de résolution horizontale va permettre de reproduire plus précisément la convection associée à l'éruption. La grille verticale est composée de 64 niveaux pour les trois domaines permettant un étirement jusqu'à 25 km d'altitude avec un premier niveau à 10m au-dessus du niveau du sol.

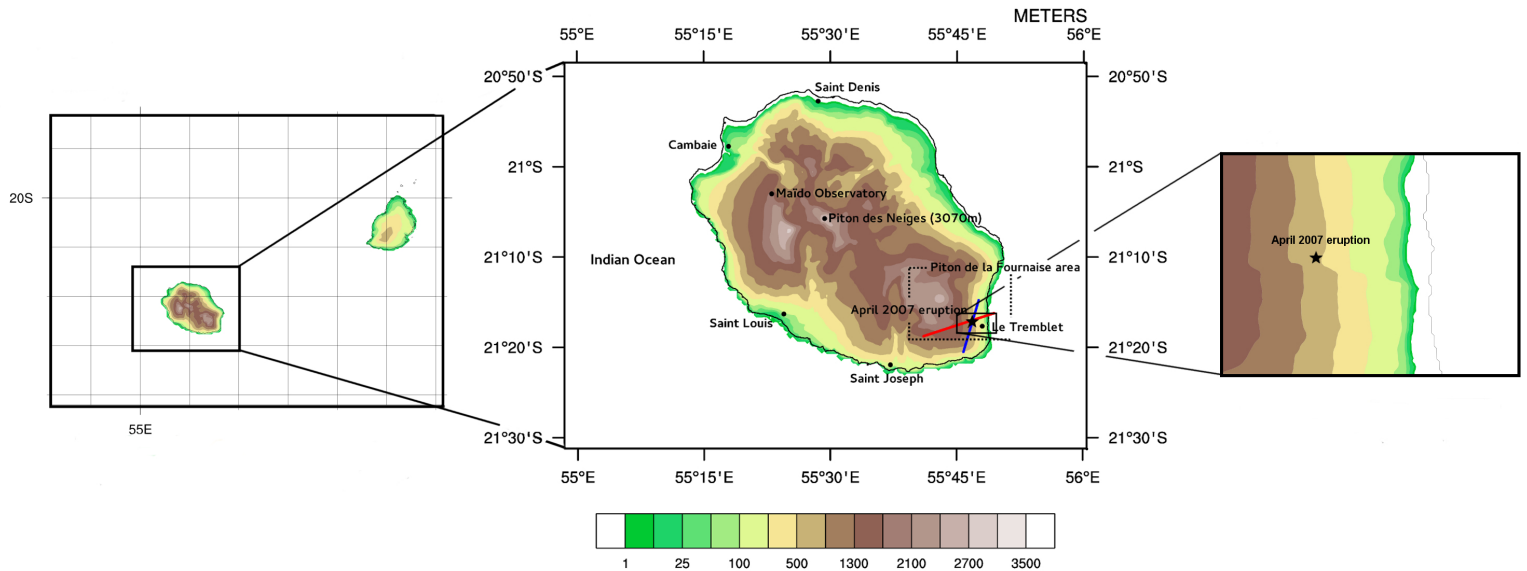


FIGURE 4.1 – Configuration des trois domaines : 2km, 500m et 100m d'espacement horizontal. Le plus grand couvre les deux îles des Mascareignes et s'étend sur 400 km du nord au sud et 500 km d'est en ouest. Le second domaine couvre uniquement la Réunion et son littoral tandis que le dernier domaine est centré au-dessus de la coulée de lave et de la zone d'entrée de la lave en mer.

Le schéma microphysique est ICE3 (Pinty and Jabouille, 1998). Ce dernier gouverne les équations d'évolution du rapport de mélange de cinq hydrométéores : l'eau liquide nuageuse, l'eau liquide précipitante, la glace primaire, le grésil et la neige. Les gouttelettes d'eau nuageuse se forment grâce au processus de nucléation hétérogène et par la condensation de la vapeur d'eau. Elles deviennent des gouttes de pluie par accréation ou par autoconversion. Les gouttes de pluie sédimentent lorsqu'elles atteignent une masse suffisante. Le schéma de rayonnement est issu du modèle ECMWF (Mlawer et al., 1997; Fouquart and Bonnel, 1980). Pour l'advection, le schéma WENO (Weighted Essentially Non Oscillatory) d'ordre 3 pour la résolution des équations de diffusion est utilisé. Cette méthode permet d'obtenir une grande précision pour le calcul de la vitesse tout en ayant une diffusion numérique contenue. Le transport des espèces chimiques et leurs transformations chimiques se font en ligne (Tulet et al., 2003), c'est-à-dire qu'elles sont calculées à chaque pas de temps tout comme les variables pronostiques de Meso-NH. La turbulence est basée sur une fermeture d'ordre 1.5 et une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente (Cuxart et al., 2000). La paramétrisation utilisée est celle de Bougeault-Lacarrere (BL89) et est 1D pour les domaines à 2km et 500m de résolution horizontale et 3D pour le domaine à 100m de résolution horizontale.

Les conditions initiales aux limites latérales sont extraites du Centre européen des prévisions météorologiques à moyen terme pour les variables dynamiques et MOCAGE (Modèle de Chimie Atmosphérique à Grande Échelle) pour les champs chimiques. La chimie en phase gazeuse est activée sur tous les domaines et est résolue en utilisant le mécanisme chimique ReLACS (Regional Lumped Atmospheric Chemical Scheme, (Cuxart et al., 2000)), qui est une version réduite du mécanisme de la chimie atmosphérique régional comprenant l'oxydation du dioxyde soufre par le radical OH.

Enfin, les processus de surface comme la thermodynamique et les échanges thermiques ne provenant pas de l'éruption sont simulés par SURFEX (Masson, 2000). Les différents types de surface sont représentés sous SURFEX par la base de données ECOCLIMAP (voir Chapitre 2 pour un descriptif détaillé).

Afin de répondre aux différents objectifs, la simulation comportera l'ensemble des développements réalisés au cours de cette thèse. La simulation est couplée avec le modèle de propagation de coulée de lave provenant de ForeFire. Le mode de propagation imposée est utilisé afin de proscrire toute erreur liée à la représentation spatio-temporelle de la coulée de lave et des flux associés. Les flux chimiques, tels que le SO_2 à la bouche éruptive, le CO_2 lors du brûlage des forêts, le HCl provenant de l'interaction de la coulée de lave avec l'océan (panache Laze) seront implantés grâce aux modèles de flux initiés dans ForeFire. L'ensemble de ces développements est décrit dans le Chapitre 3.

Afin d'améliorer la convection peu profonde peu adaptée à la phénoménologie d'une éruption volcanique, la paramétrisation de la convection volcanique réalisée par S.Sivia est intégrée à cette simulation (cf Chapitre 3). Les valeurs d'entrainements implantés dans le modèle sont celles du tableau 3.1 et sont fixes (toutes les 12h, aucune interpolation entre chaque valeur). Cette paramétrisation est activée seulement au-dessus de la bouche éruptive et seulement pour le domaine à 100m de résolution horizontale.

Pour estimer le flux de vapeur d'eau lors de l'entrée de la lave en mer, une approche descendante (top down) a permis par tests successifs d'ajuster la quantité de vapeur d'eau nécessaire pour atteindre une hauteur d'injection en cohérence avec les données de Météosat (tableau 3.4 et figure 3.20). Les valeurs estimées sont interpolées entre chaque instant.

Au total, trois simulations seront réalisées dans ce chapitre. La première simulation "Référence" correspond à la simulation intégrant l'ensemble des développements numériques du chapitre 3. Elle commence le 2 avril 06h UTC et finit le 7 avril 00h UTC. La deuxième simulation "NO-LAZE" débute le 5 avril 00h UTC et finit le 6 avril 00h UTC. Elle possède la même configuration que la simulation "Référence" à l'exception de la suppression du panache Laze et des émissions associées (émission de HCl et de vapeur d'eau). La dernière simulation "NO-LAVA" débute le 5 avril 00h UTC et finit le 6 avril 00h UTC. Elle possède la même configuration que la simulation "Référence" sans chaleur sensible provenant de la coulée de lave et de la bouche éruptive. Ces deux dernières simulations sont utilisées pour réaliser une étude de sensibilité sur la mise en place de la convection dans la zone d'éruption et donc d'identifier l'influence de chaque source de chaleur (sensible et latente) sur la dynamique du transport des polluants volcaniques.

4.2 Évolution de la distribution surfacique de la lave et des flux associés

Les flux de chaleur sensible sont paramétrisés dans le module de flux de ForeFire (voir Chapitre 3), tandis que le flux de chaleur latente lors de l'entrée de la lave en mer est calculé par Meso-NH lors de la condensation de la vapeur d'eau (injectée au sein du modèle atmosphérique par ForeFire) en gouttelettes.

La figure 4.3 reproduit l'évolution de l'extension horizontale de la coulée de lave et donc des flux de chaleur sensible et latente associés.

Le 2 avril, la coulée de lave à 12h UTC n'a pas encore atteint la mer. La température maximum simulée au premier niveau du modèle atmosphérique (10m) est de 336 K environ. Les flux de chaleur sensible les plus intenses provenant de la coulée de lave sont situées près de la bouche éruptive avec plus de 20 000 W/m² émis.

Le 3 avril, la coulée de lave se jette en mer, déclenchant le flux de vapeur d'eau. Lors de sa condensation, qui se crée dès le premier niveau du modèle atmosphérique, de la chaleur latente est dégagée. Le maximum de chaleur sensible au-dessus de la lave se situe près de la bouche éruptive avec des températures associées d'environ 330K. Le maximum de température due à la chaleur latente est de 336K environ. Le flux maximal de chaleur sensible est de 17000 W/m², soit 6000W/m² de moins que le 2 avril. Cette baisse est due à la diminution de l'intensité des vents en surface (14m/s le 2 avril contre 11m/s le 3 avril). Ces valeurs sont en cohérence avec le modèle de flux de chaleur sensible implémenté dans ForeFire, basé sur l'étude de [Keszthelyi et al. \(2003\)](#). Le flux de chaleur latent est visible le 3 avril avec des valeurs avoisinantes les 500 000 W/m².

Le 4 et le 5 avril, la zone et l'intensité du flux de chaleur latente en mer augmente en lien avec l'extension horizontale de l'entrée de la lave en mer. Le flux de chaleur latente en mer est assez proche du 3 avril, avec environ 500 000 W/m² émis. Le maximum de température au premier niveau du modèle reste inchangé avec environ 336 K. Le flux maximal de chaleur sensible est, comme le 3 avril, de 17000 W/m².

Le 6 avril, au paroxysme de l'éruption, le flux de chaleur sensible simulé est légèrement plus faible en intensité (15000 W/m²), cependant l'extension horizontale de la coulée de lave est plus étendue. Les vents horizontaux en surface sont plus intenses que les vents à distance de la coulée de lave (12m/s contre 5m/s), formant deux lignes de convergence sur la coulée de lave 4.2, augmentant l'émission de flux de chaleur sensible, dépendant de l'intensité du vent.

Le flux de chaleur latente maximum provenant de l'entrée de la lave en mer est plus fort et plus étendu que la veille avec plus de 700 000 W/m². Les fortes valeurs obtenues pour la chaleur latente posent questionnement sur leur plausibilité. Cependant aucune étude connue à ce jour sur les flux de chaleur latente émis lors de l'entrée d'une coulée de lave en mer ne

peut être utilisée afin de valider les flux de chaleur latente.

2007, April 06, 00h UTC, REF, 100m

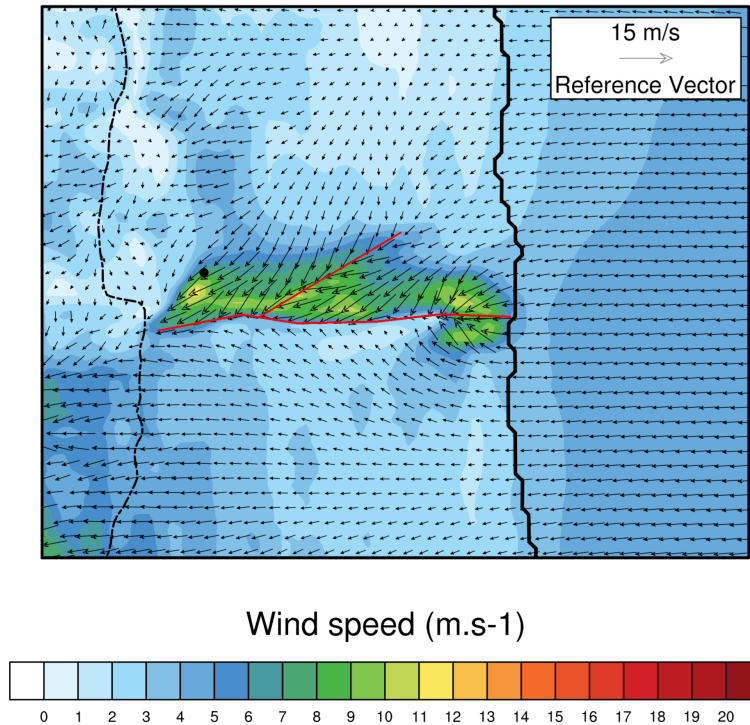


FIGURE 4.2 – Module du vent en surface pour le domaine à 100m de résolution horizontale le 6 avril 00h UTC.

L'évolution de la distribution surfacique des flux de chaleur mise en avant dans la figure 4.3 est en accord avec la paramétrisation du flux de chaleur implémentée dans le modèle de flux de ForeFire.

4.3 Dynamique et convection au cratère et au-dessus de la lave

4.3.1 Stabilité atmosphérique

Les mouvements verticaux d'une masse d'air peuvent avoir deux origines :

- Soit la masse d'air est obligée de monter mécaniquement en altitude (par l'orographie, la convergence des vents dans les basses couches ou encore un flux de chaleur intense comme les feux de forêt ou les coulées de lave). La convection est dite forcée.

Chapitre 4. Modélisation intégrée de la situation du 2 au 7 avril 2007

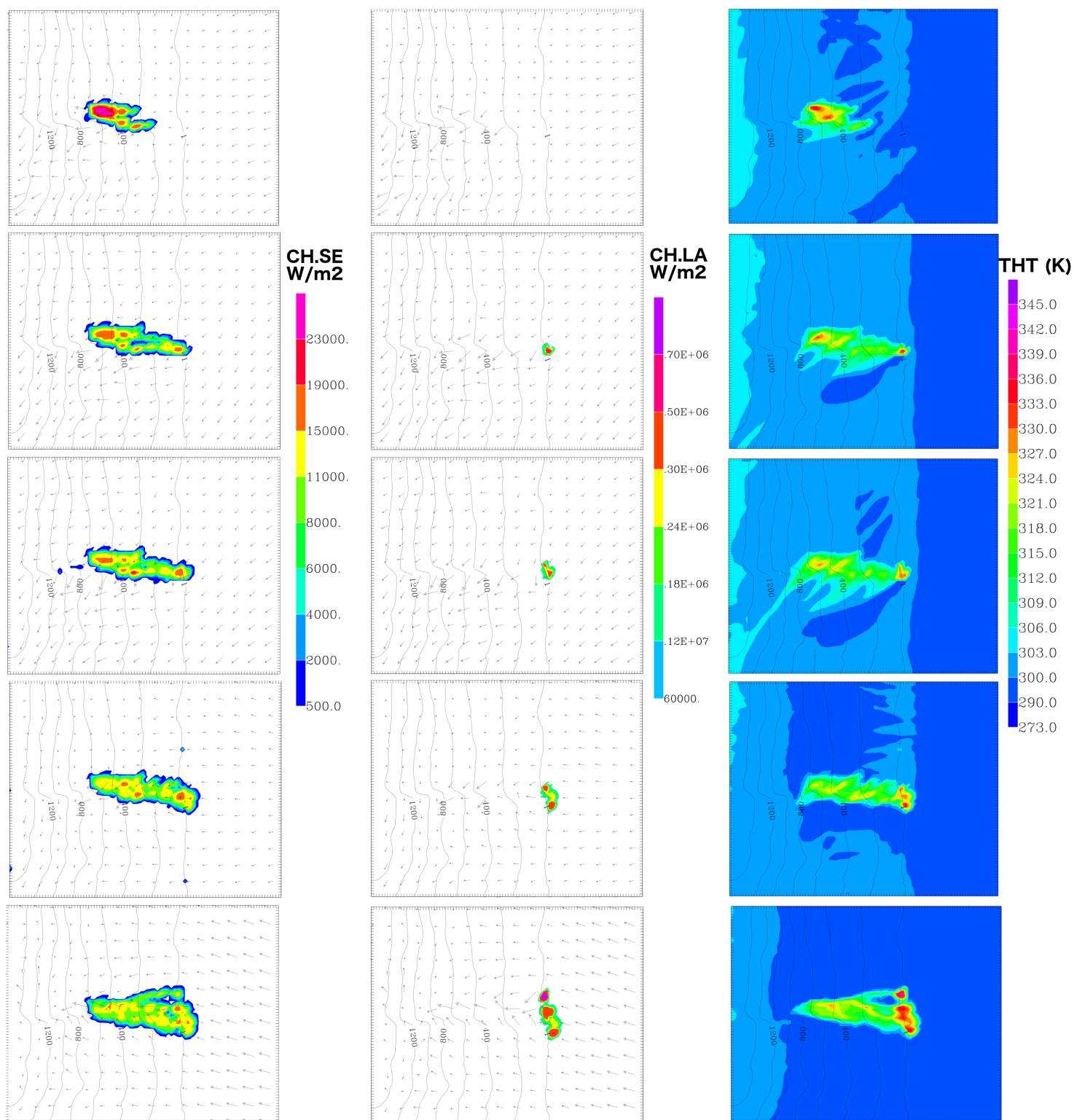


FIGURE 4.3 – Flux de chaleur sensible en surface simulé par Meso-NH (W/m^2) à gauche. Au milieu, flux de chaleur latente simulé (W/m^2). À droite, évolution de la température (en K) en à 10m au-dessus de la surface pour, de haut en bas, le 2, 3, 4, 5 et 6 avril à 12h UTC.

- Soit la masse d'air subit une ascendance ou une subsidence sous l'effet des différences de densité avec son environnement : la convection est dite libre.

Au sein des nuages convectifs, les vitesses verticales peuvent dépasser dans des cas extrêmes les 30m/s (Chaboureau et al., 2007).

Le 2, 3 et 4 avril, la stabilité atmosphérique simulée par Meso-NH est stable dans les basses couches jusqu'à 2700m, zone d'inversion des alizés (profil noir de la figure 4.4). La différence de température potentielle simulée pour le premier kilomètre est de $\partial\theta/\partial z = +10\text{K/km}$ le 3 avril et $\partial\theta/\partial z = +12\text{K/km}$ le 4 avril (figure 4.6). Au-dessus de 3000m, l'atmosphère devient légèrement instable jusqu'à 9500m (280 hPa) (figure 4.4). À partir de la fin de journée du 5 avril et jusqu'au 7 avril, un changement sensible dans la stabilité est simulé par Meso-NH. Sur le premier kilomètre, la différence de température potentielle simulée est neutre ($\partial\theta/\partial z = +1\text{K/km}$). Le 6 avril (figure 4.6) les basses couches simulées entre la surface et 3000m sont instables ($\partial\theta/\partial z = -5\text{K/km}$) puis la stabilité devient neutre, voire légèrement stable au-dessus ($\partial\theta/\partial z = 0\text{K/km}$ entre 3000m et 5000m). Au-dessus de 5000m l'atmosphère redevient très légèrement instable jusqu'à 11000m (figure 4.4).

Il existe divers indices permettant de prévoir le degré d'instabilité des masses d'air à partir des radiosondages, dont la CIN et la CAPE. La CIN représente l'énergie d'inhibition convective, c'est-à-dire l'énergie qu'il faudrait fournir à une particule d'air à la base d'une couche en instabilité sélective pour lui permettre de dépasser son niveau de convection libre. Lorsque la CIN est grande, la probabilité de déclenchement de la convection est faible. La CAPE représente l'énergie potentielle convective dont dispose une particule d'air lors de son ascension, à partir du niveau de convection libre.

Pour le 4 avril, la CIN disponible près de la zone d'éruption est de 800 J/kg. Le 6 avril, la CIN devient proche de zéro (0.6 J/kg) ce qui permet aux polluants volcaniques d'atteindre la convection libre et de disposer de l'énergie potentielle convective (CAPE).

La CAPE simulée par Meso-NH pour les premiers jours de simulation est de 1000 J/kg près de la zone d'éruption. Le 6 avril, la CAPE simulée est inférieure aux premiers jours de simulation avec une valeur de 800 J/kg.

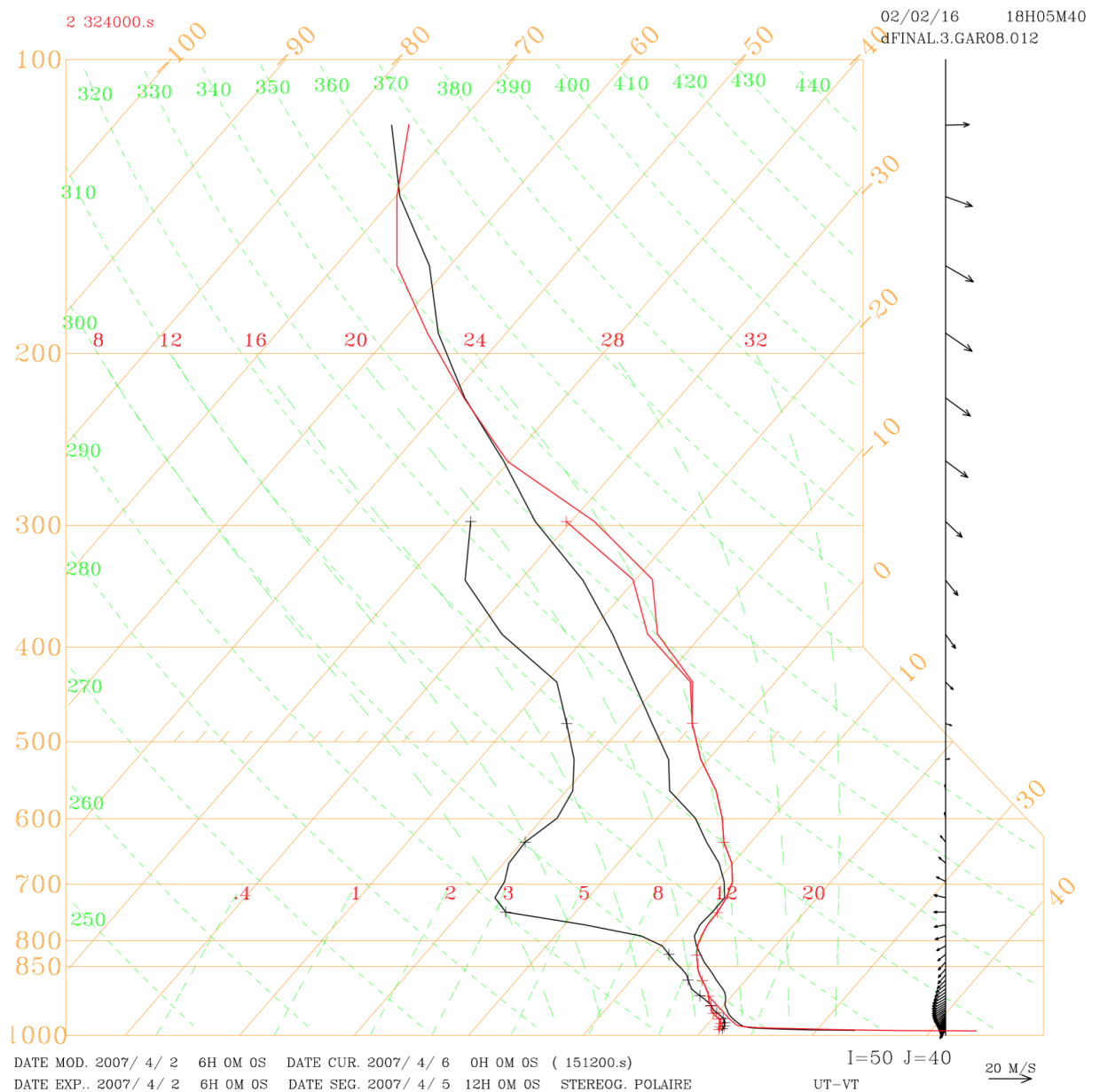


FIGURE 4.4 – Emagrammes simulées par Meso-NH au-dessus de la coulée de lave le 4 avril 00h UTC (en noir) et le 6 avril 00h UTC (en rouge)

4.3. Dynamique et convection au cratère et au-dessus de la lave

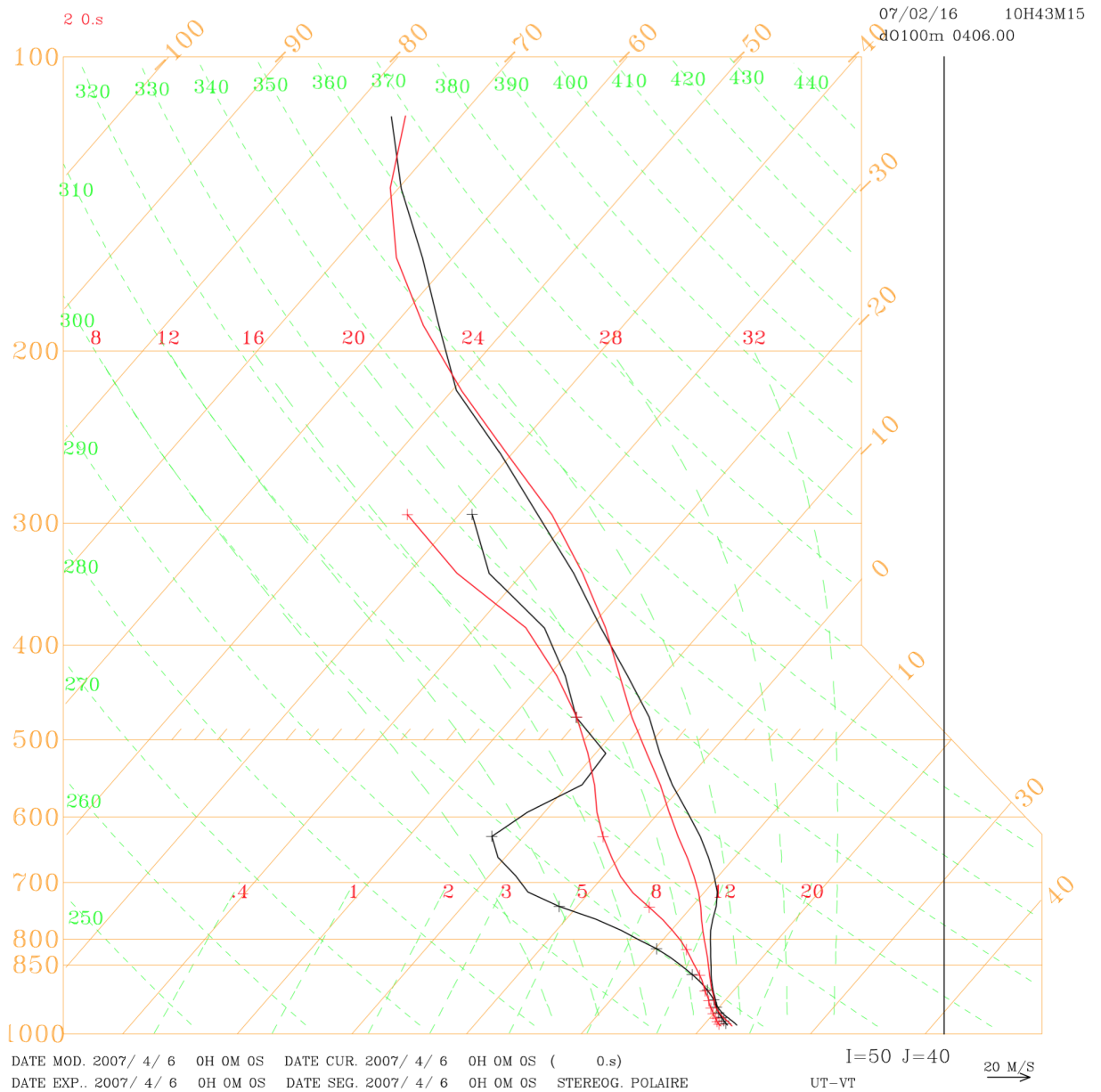


FIGURE 4.5 – Emagrammes provenant des analyses ECMWF au-dessus de la coulée de lave, le 4 avril 00h UTC (en noir) et le 6 avril 00h UTC (en rouge).

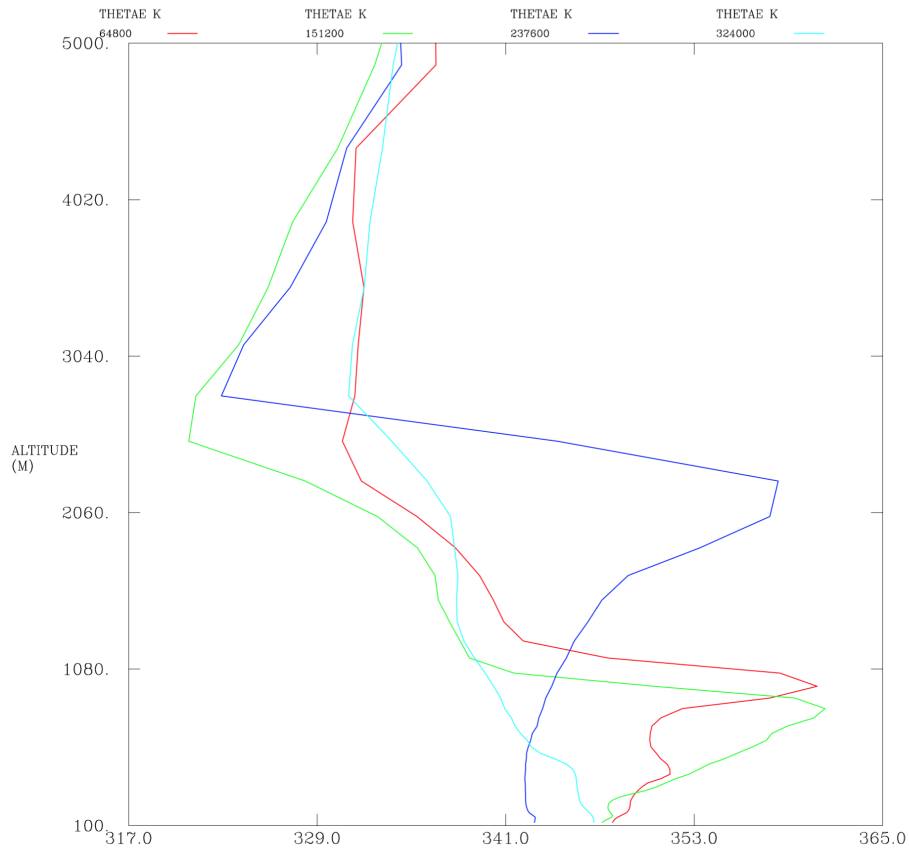


FIGURE 4.6 – Profil de la température potentielle jusqu'à 5000m d'altitude le 3 avril 00h UTC (en rouge), le 4 avril 00h UTC (en vert), le 5 avril 00h UTC (en bleu) et le 6 avril 00h UTC (en cyan).

À la différence du 4 avril, le 6 avril, au-dessus de la coulée de lave, Meso-NH simule une atmosphère saturée en humidité (profil de la courbe d'état = profil d'humidité) (figure 4.4). En comparant cet émagramme, perturbé par l'éruption, et l'émagramme non perturbé provenant des analyses ECMWF (figure 4.5), l'atmosphère est fortement saturée en humidité jusqu'à 8km d'altitude pour l'émagramme simulé par Meso-NH, et saturée seulement sur le premier kilomètre pour l'émagramme non perturbé par l'éruption provenant des analyses ECMWF.

4.3.2 Convection au-dessus de la coulée

Dans la zone d'éruption (zone définie par le rectangle vert de la figure 4.8), deux périodes distinctes peuvent être mises en avant concernant la vitesse verticale maximale des vents en surface simulés par Meso-NH. La première, du 2 avril au 5 avril 00h UTC, la vitesse verticale des vents simulée en surface est de 8m/s environ. Ces vitesses maximales sont liées aussi bien à la convection générée par le flux de chaleur sensible à la bouche éruptive et au-dessus de la lave, ainsi que la convection générée par le flux de chaleur latente lors

de l'entrée de la lave en mer. La deuxième période, du 5 avril 00h UTC au 7 avril 00h UTC, les vitesses verticales maximales de vent simulées en surfaces correspondent uniquement à la convection générée par le flux de chaleur latente (jusqu'à 25m/s).

Deux cellules convectives sont visibles sur la figure 4.9 de la simulation référence le 4 avril à 00h UTC. La convection à l'ouest correspond à la convection provenant des flux de chaleur sensible de la bouche éruptive et de la coulée de lave. La convection à l'est correspond à la convection due à la chaleur latente lors de la condensation de la vapeur d'eau en gouttelettes.

Pour la convection provenant des flux de chaleur sensible, la vitesse verticale maximale du vent simulée est de 5m/s à 1.5km d'altitude. Une zone instable est notable sur les deux premiers kilomètres avec $\partial\theta/\partial z = -3\text{K/km}$. Cette convection a une influence notable sur la stabilité atmosphérique jusqu'à 3km d'altitude.

Pour la convection provenant des flux de chaleur latente, la vitesse verticale maximale du vent simulée est de 13m/s à 1.5km d'altitude. Une zone instable est notable sur les trois premiers kilomètres avec $\partial\theta/\partial z = -3\text{K/km}$.

Une zone de subsidence (jusqu'à -5m/s) se trouve entre ces deux convections. Cette zone subsidente est la résultante des branches descendantes se formant à l'extérieur des zones convectives par conservation des masses. La hauteur d'injection du panache Laze, transporté par la convection générée par l'entrée de la lave en mer, atteint une hauteur d'injection de 3km d'altitude sous forme d'eau nuageuse ($2 \times 10^{-3} \text{ kg/kg}$).

Deux fortes cellules convectives sont visibles sur la figure 4.10 de la simulation référence le 6 avril à 00h UTC. La convection à l'ouest correspond à la convection provenant des flux de chaleur sensible de la bouche éruptive et de la coulée de lave. La convection à l'est correspond à la convection due à la chaleur latente lors de la condensation de la vapeur d'eau en gouttelettes.

Pour la convection provenant des flux de chaleur sensible, la vitesse verticale maximale du vent simulée est de 25m/s à 4km d'altitude. Une forte zone instable est notable sur les 2 premiers kilomètres avec $\partial\theta/\partial z = -5\text{K/km}$. Cette convection a une influence notable sur la stabilité atmosphérique jusqu'à 8.5km d'altitude.

Pour la convection provenant des flux de chaleur latente, la vitesse verticale maximale du vent simulée est de 26m/s à 7km d'altitude. Cette valeur maximale du vent verticale est aussi simulée au sein de la zone de mesure comprenant l'ensemble de la zone éruptive (figure 4.7). Une forte zone instable est également visible sur les 4 premiers kilomètres avec $\partial\theta/\partial z = -10\text{K/km}$. La cellule convective crée une zone de mélange jusqu'à 11km d'altitude. Le panache Laze est légèrement orienté vers l'ouest jusqu'à 6km d'altitude, transportée par les alizés, puis orientée vers l'est au-dessus de l'inversion des alizés.

Trois zones de subsidence sont simulées par Meso-NH. La plus forte de ces zones se situe entre les deux convections, elle est la résultante des branches descendantes se formant à l'extérieur des zones convectives par conservation des masses. La deuxième zone subsidente est à l'est du panache Laze avec -6m/s et correspond à la branche descendante du panache Laze. La dernière zone de subsidence, moins marquée correspond à la branche descendante des masses d'air à l'ouest de la convection de la bouche éruptive. La hauteur d'injection du panache Laze atteint une hauteur d'injection de 11km d'altitude, avec pour les 8 premiers kilomètres un panache Laze sous forme d'eau nuageuse ($3 \times 10^{-3} \text{ kg/kg}$), et en phase glacée de 8km à 11km ($3 \times 10^{-4} \text{ kg/kg}$).

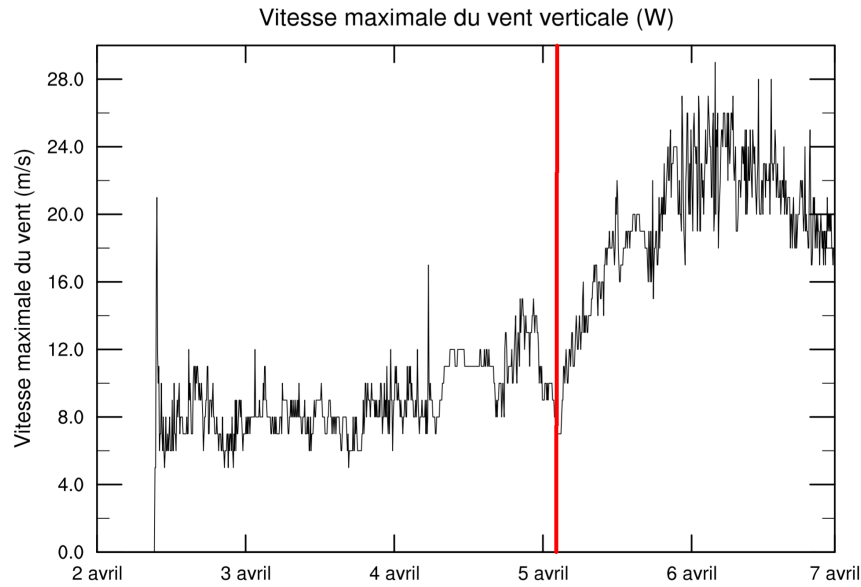


FIGURE 4.7 – Evolution entre le 2 et le 7 avril de la vitesse verticale du vent maximale (m/s) dans la zone d'éruption.

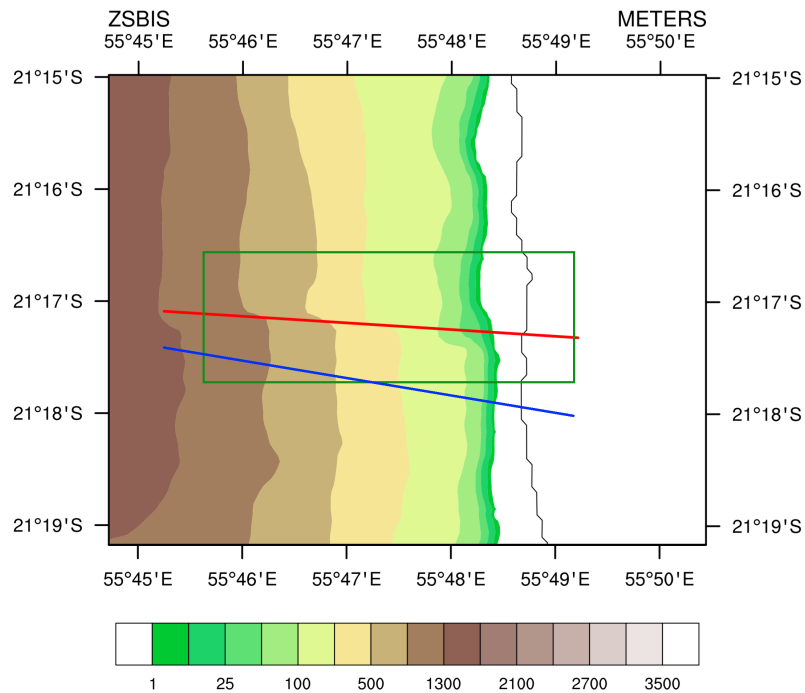


FIGURE 4.8 – Traces des coupes verticales abordées dans cette partie. La trace bleu correspond aux coupes verticales du 4 avril à 00H UTC. La trace rouge correspond aux coupes verticales du 6 avril à 00H UTC. Cette trace passe par la bouche éruptive, la coulée de lave et la zone d'émission de vapeur d'eau. Le rectangle vert correspond à la zone d'éruption.

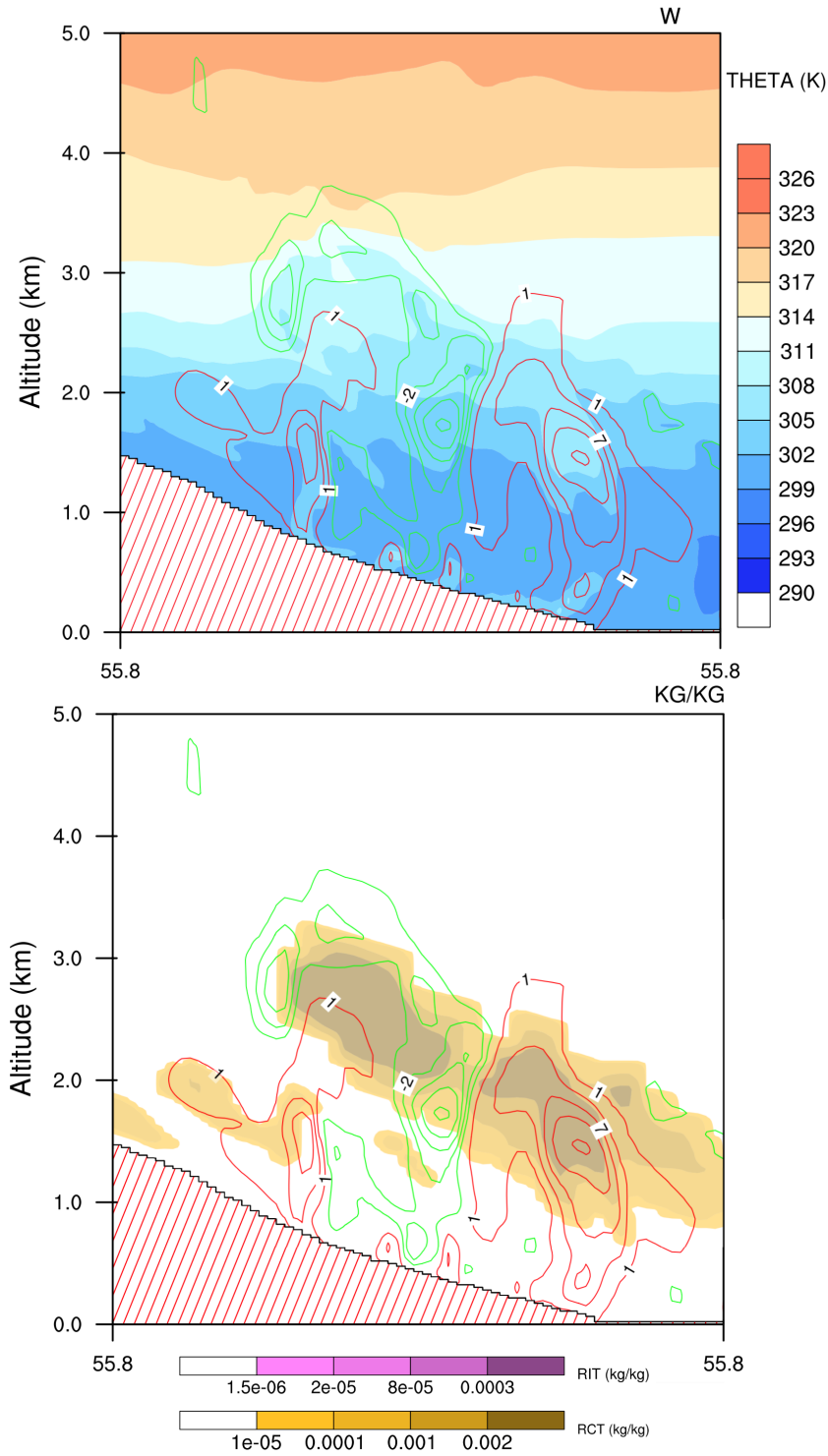


FIGURE 4.9 – En haut : coupe verticale jusqu'à 5km le 4 avril à 00h UTC pour la simulation référence suivant la trace bleue de la figure 4.8. Les isolignes rouges correspondent aux vitesses verticales positives du vent (en m/s, incrémentation entre chaque isoligne de 3°K). Les isolignes rouges correspondent aux vitesses verticales négatives du vent (en m/s, incrémentation entre chaque isoligne de 1°K). Le champ θ est en couleur. En bas : même coupe verticale avec l'eau nuageuse (en kg/kg, en jaune).

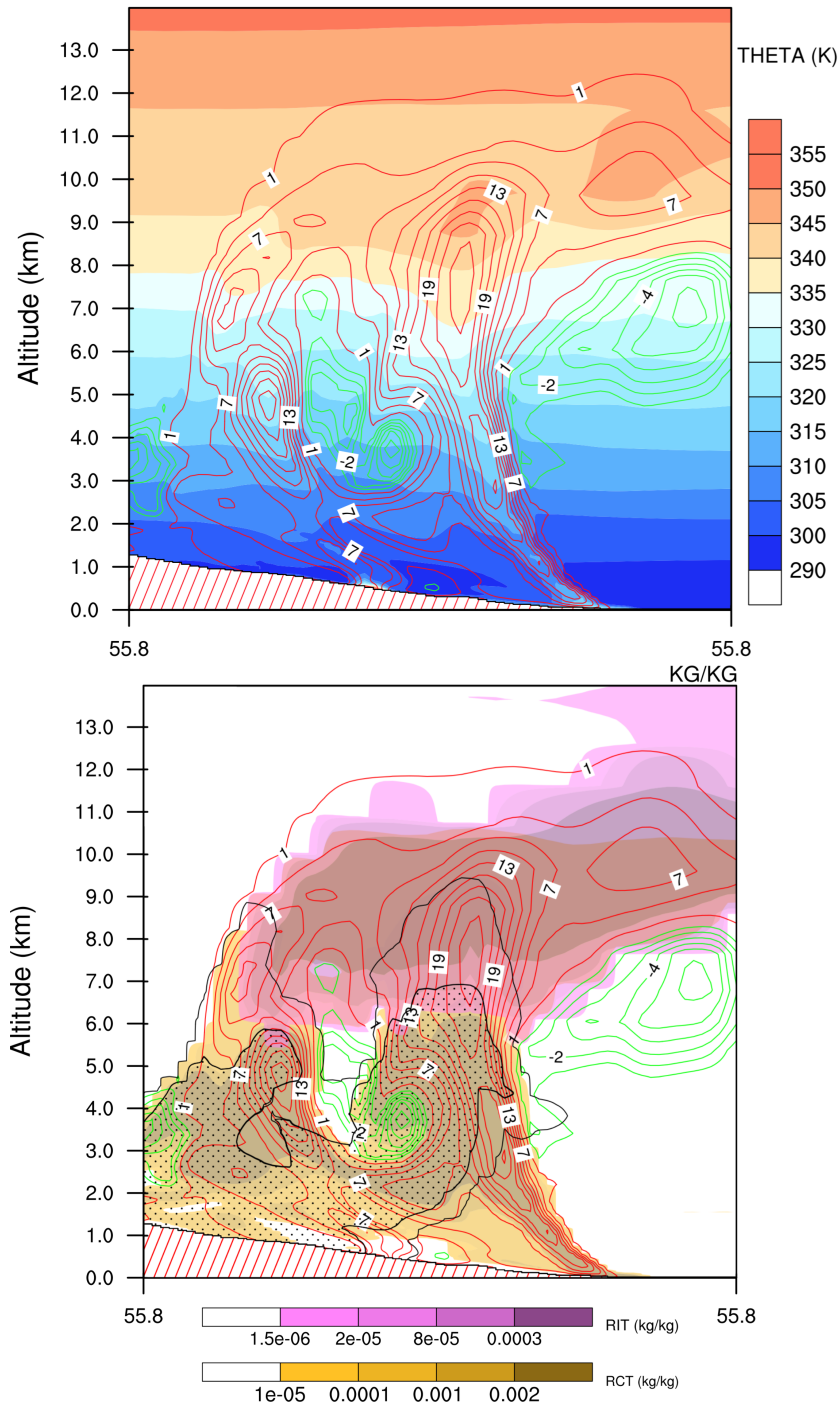


FIGURE 4.10 – En haut : coupe verticale jusqu'à 14km le 6 avril à 00h UTC pour la simulation référence suivant la trace rouge de la figure 4.8. Les isolignes rouges correspondent aux vitesses verticales positives du vent (en m/s, incrémentation entre chaque isoligne de 3°K). Les isolignes rouges correspondent aux vitesses verticales négatives du vent (en m/s, incrémentation entre chaque isoligne de 1°K). Le champ θ est en couleur. En bas : même coupe verticale avec l'eau nuageuse (en kg/kg, en jaune) et l'eau sous forme glacée (en kg/kg, en rose). La partie pointillée correspond à la présence d'eau précipitante.

Les vents horizontaux en surface sont plus intenses que les vents à distance de la coulée de lave (12m/s contre 5m/s), formant deux lignes de convergence sur la coulée de lave 4.2. Une forte brise se met en place au-dessus de la ligne de convergence principale (figures 4.11 et 4.12) jusqu'à 2km d'altitude. La convergence des vents en surface crée alors une ascendance dans les basses couches. Cette ascendance va créer un appel d'air en surface, augmentant autour des lignes de convergence l'intensité des vents horizontaux en surface, et donc en conséquence le flux de chaleur sensible, dépendant de l'intensité du vent. L'augmentation de la chaleur sensible crée alors une convection plus intense au-dessus de la coulée de lave (figure 4.2), renforçant à nouveau en surface l'intensité des vents horizontaux. Une rétroaction positive se crée.

La forte convection au-dessus des basses couches (figure 4.2) provient de la convection créée par la chaleur latente provenant du panache Laze. Sa zone de détrainement en altitude est à 9km le 6 avril 00h UTC.

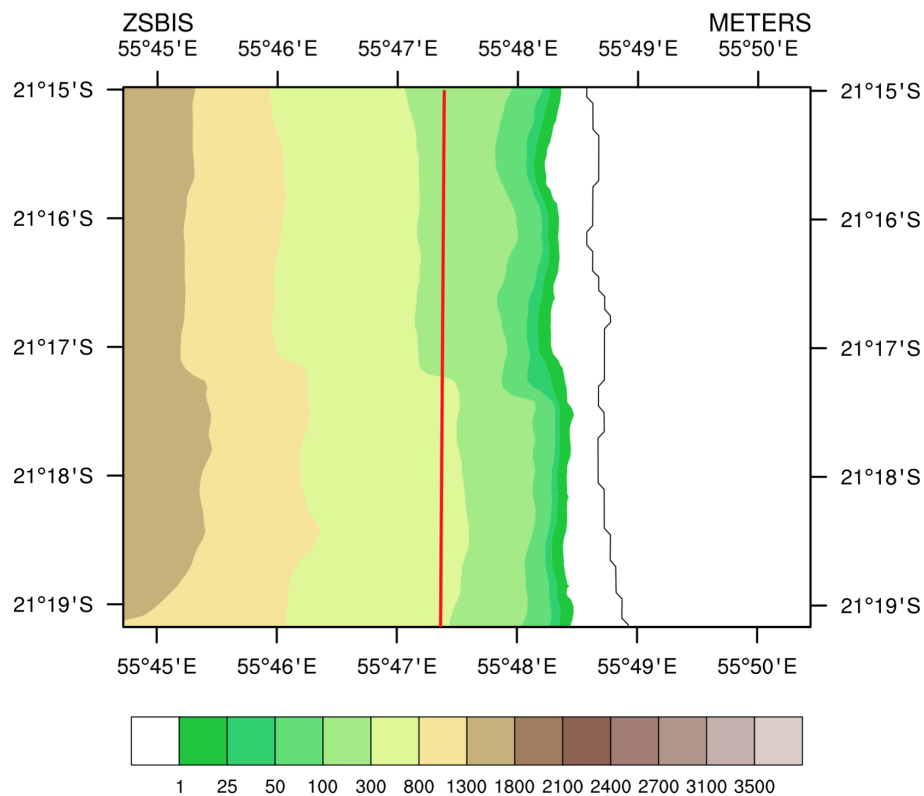


FIGURE 4.11 – Trace de la coupe verticale de la figure 4.12

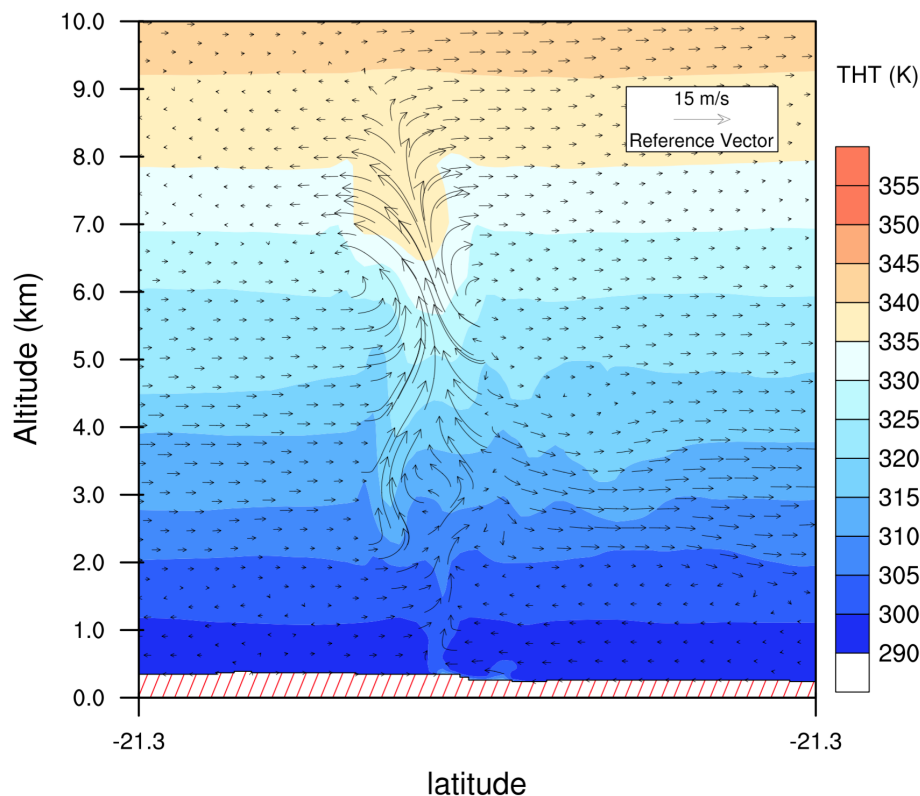


FIGURE 4.12 – Coupe verticale perpendiculaire à la coulée de lave entre 0 et 10km d'altitude le 6 avril 00h UTC.

4.3.3 Précipitations

Trois stations de mesures provenant du réseau Météo-France ont mesurés les précipitations entre le 2 et le 7 avril (figure 4.13). Ces trois stations, Grand Coude, La Crête et le Baril sont situées respectivement à 1085m, 650m et 115m d'altitude.

Le 2 avril, le réseau de Météo-France mesure des pluies modérées pour la station du Baril avec un cumul journalier de 20mm/j et un pic horaire maximal de 6mm/h à 1h du matin (figure 4.14). Sur les deux autres stations, peu de précipitations sont observées (< 2mm de précipitations sur la journée).

Le 3 avril, de très faibles précipitations sont relevées sur les trois stations (< 0.5mm/h en matinée, puis absence de précipitation l'après-midi).

Le 4 avril, de 00h à 01 UTC, la station du Baril enregistre un pic horaire de précipitation de 7mm/h. Le reste de la journée est exempte de précipitations pour les trois stations.

Les 5 et 6 avril, de fortes formations nuageuses apparaissent dans la zone Piton de la Fournaise. Le cumul journalier des précipitations associées à ces formations dépasse les 31mm/j pour Le Baril, 12mm/j pour La Crête et 5mm/j pour Grand Coude.

Le 7 avril, de très faibles précipitations sont relevées sur les trois stations (cumul journalier < 2mm/j pour l'ensemble des stations).

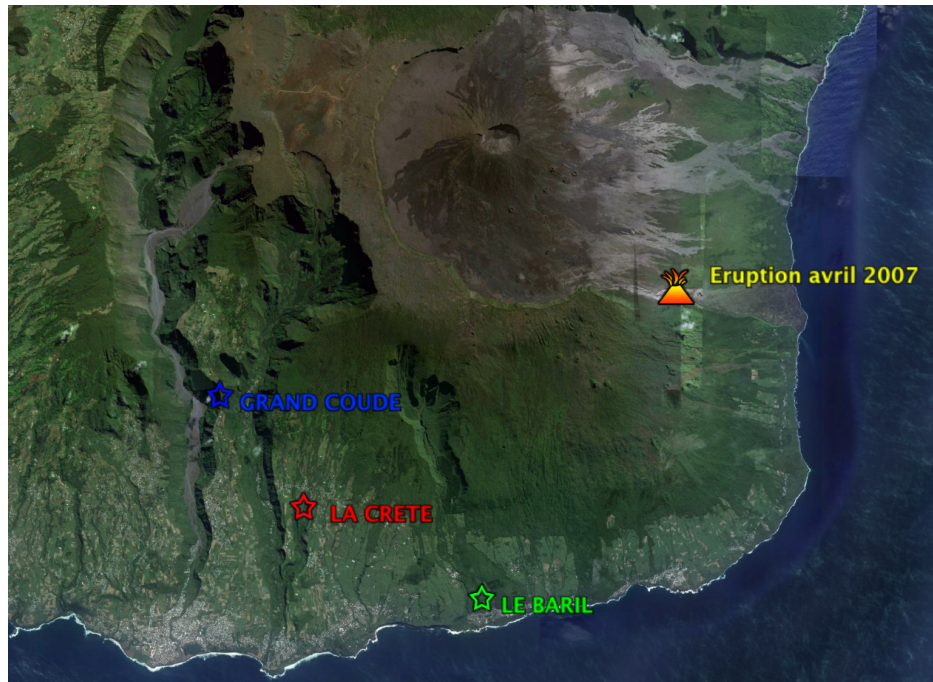


FIGURE 4.13 – Emplacement des trois stations de mesures de Météo-France pour les précipitations.

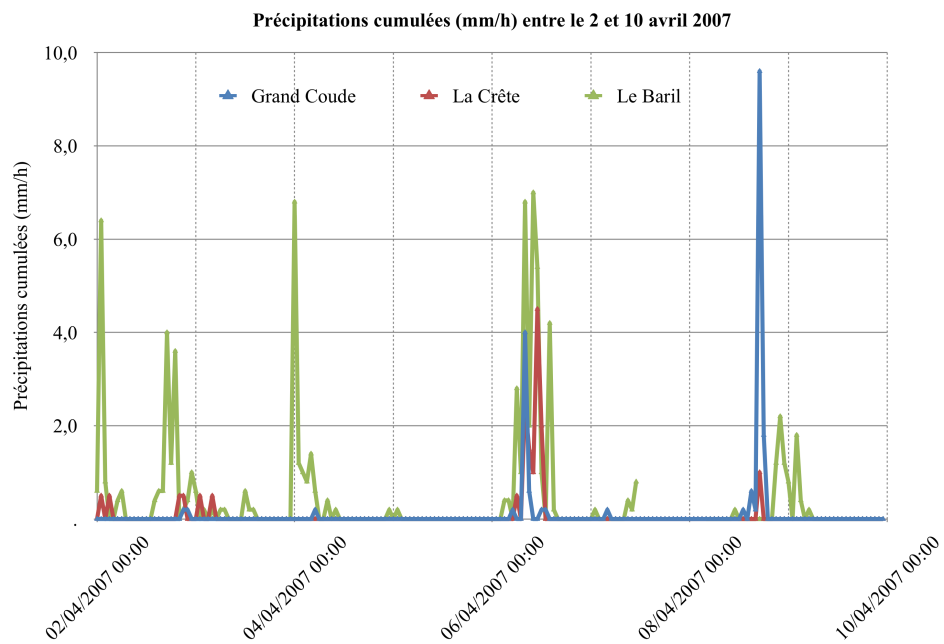


FIGURE 4.14 – Evolution de la précipitation (en mm/min) entre le 2 et le 10 avril pour les stations de Grand Coude (1085m), La Crête (650m) et Le Baril (115m).

Les précipitations simulées entre le 2 et le 7 avril 2007 par Meso-NH ne sont pas en corrélation avec les observations provenant du réseau de stations de Météo-France (figure 4.15).

Les trois stations n'enregistrent aucune précipitation sur les 5 jours simulés. En comparaison avec la simulation du chapitre II, la nouvelle simulation est moins réaliste pour le sud de l'île. En revanche, de fortes précipitations sont toujours simulées au nord-ouest de la bouche éruptive avec près de 450mm de pluie (contre 750mm pour la première simulation) sur 5 jours (figure 4.16). Il est important de rappeler qu'aucune station de mesure n'est disponible à proximité de la zone éruptive où Meso-NH simule de fortes précipitations.

Dans cette zone éruptive, l'évolution des précipitations horaires simulées par Meso-NH montre que la majorité des pluies se sont produites à partir du milieu de la journée du 5 avril jusqu'au 7 avril avec un pic horaire de 1.8mm enregistré pour l'ensemble de la zone éruptive (figure 4.17). Cette évolution est en accord avec la tendance générale de pluviométrie sur les 5 jours relevés par Météo-France, avec peu de pluie pour les premiers jours d'éruption et une journée du 6 avril pluvieuse.

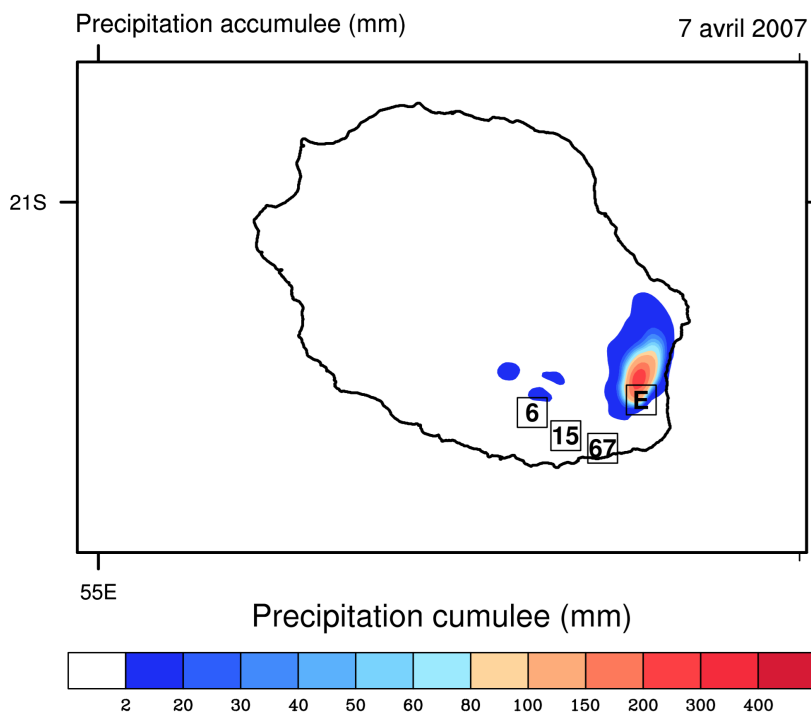


FIGURE 4.15 – Précipitation cumulée simulée entre le 2 et le 7 avril sur le domaine à 500m de résolution (en haut) et sur le domaine à 100m de résolution (en bas). Les trois valeurs indiquées sur le domaine à 500m correspondent aux mesures des trois stations de Météo-France. L'emplacement (E) correspond à l'emplacement de la bouche éruptive.

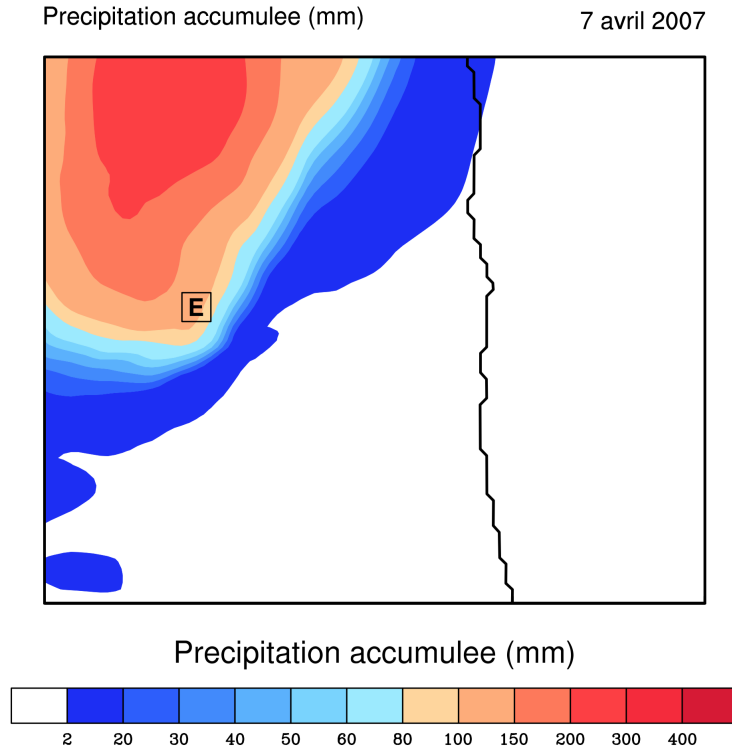


FIGURE 4.16 – Précipitation cumulée simulée entre le 2 et le 7 avril sur le domaine à 500m de résolution (en haut) et sur le domaine à 100m de résolution (en bas). Les trois valeurs indiquées sur le domaine à 500m correspondent aux mesures des trois stations de Météo-France. L'emplacement (E) correspond à l'emplacement de la bouche éruptive.

Ainsi deux périodes peuvent être mises en évidence. Une période dite sèche du 2 avril à 6h UTC jusqu'au 5 avril 10h UTC puis une deuxième période, cette fois-ci humide, débutant du 5 avril 8h UTC jusqu'à la fin de la simulation. Cette analyse est cohérente avec les observations Météo-France. Jusqu'au 5 avril, la direction du panache de SO_2 est orientée vers le sud-ouest, à l'opposé de la zone de fortes précipitations.

Cependant à partir du 5 avril, le panache de SO_2 est orienté vers le nord depuis la bouche éruptive. Cette orientation amène le panache de SO_2 à être en contact avec la zone de fortes précipitations. En conséquence, à partir du 5 avril à 8h UTC, les champs chimiques seront considérés comme de simples traceurs étant donné que la chimie aqueuse n'a pas été activée dans la simulation. En l'absence de paramétrisation explicite du lessivage des polluants chimiques, la période de validité pour le transport de ces polluants sera limitée au 5 avril à 06h UTC.

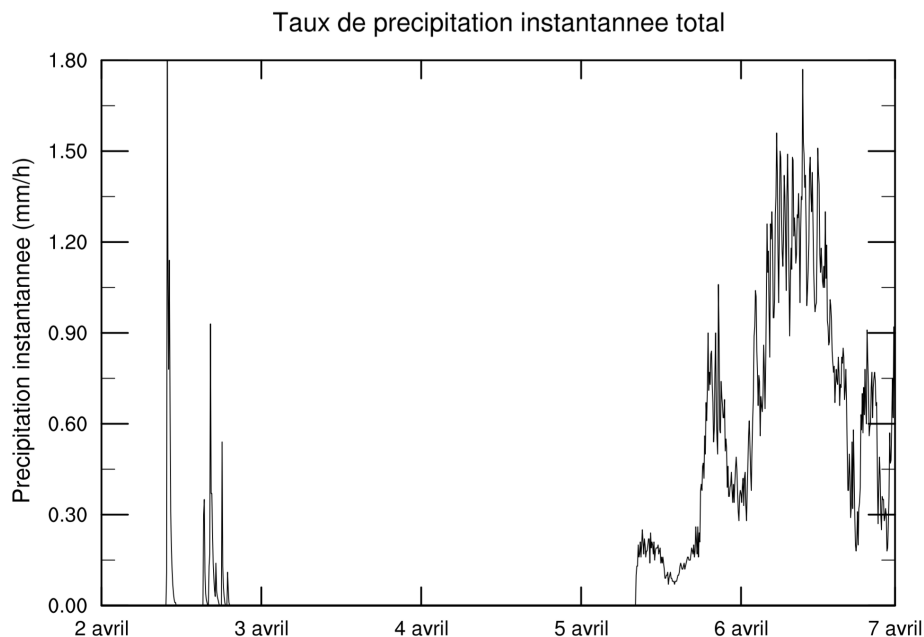


FIGURE 4.17 – Evolution entre le 2 et le 7 avril du taux de précipitation instantanée (mm/h) dans la zone d'éruption simulée par Meso-NH. La zone d'éruption correspond au rectangle vert de la figure 4.8

4.4 Distribution régionale et dépôt du SO₂ et du CO₂

4.4.1 Charge régionale en dioxyde de soufre

Du 2 au 3 avril, Meso-NH simule un panache orienté vers l'ouest avec une charge maximale en dioxyde de soufre de 110 unités Dobson (DU), et une charge inférieure à 10 DU à 200km à l'ouest de la Réunion. Le 4 avril, l'extension nord-sud est plus marquée (300km contre 100km les deux premiers jours) et la zone où la charge maximale en SO₂ (210 DU) est simulée est plus étendue (extension horizontale de 100km vers l'ouest depuis la bouche éruptive). Les 5 et 6 avril, de plus fortes charges en SO₂ sont simulées sur l'ensemble de la Réunion (figure 4.18). Les plus fortes valeurs simulées, au-dessus de la région volcanique, atteignent plus de 350 DU et près de 450 DU le 6 avril.

À partir du 5 avril, le panache se disperse en deux parties avec une partie plus chargée en SO₂ au-dessus de 4 km au-dessus du niveau de la mer (asl) et est orienté vers le nord. Le changement de direction entre le 3 et le 6 avril est dû au panache de SO₂ traversant l'inversion des alizés vers 3500m-4500m d'altitude. En dessous de l'inversion, la partie inférieure du panache de SO₂ est transportée vers l'ouest sous l'influence des alizés, tandis qu'au-dessus, la partie supérieure du panache est advectée vers le nord (à partir de 5000m d'altitude) et vers l'est (au-dessus de 7000m d'altitude).

Les résultats sur l'évolution régionale de la distribution du panache de SO₂ pour les 4 premiers jours de l'éruption sont cohérents avec les données satellitaires OMI et CALIOP (Tulet and Villeneuve, 2010) ainsi que la simulation effectuée dans le chapitre II. Cependant sur la nouvelle simulation, le panache de SO₂ le 6 avril est moins chargé en dioxyde de soufre à l'est de la Réunion que lors de la première simulation (10 DU contre 150 DU). Ce manque de SO₂ met en évidence une zone de détrainement du panache de soufre trop basse en altitude, ayant pour conséquence une dilution verticale du soufre trop faible. La partie la plus chargée en dioxyde de soufre reste confinée sous la zone d'inversion des alizés (< 4000m).

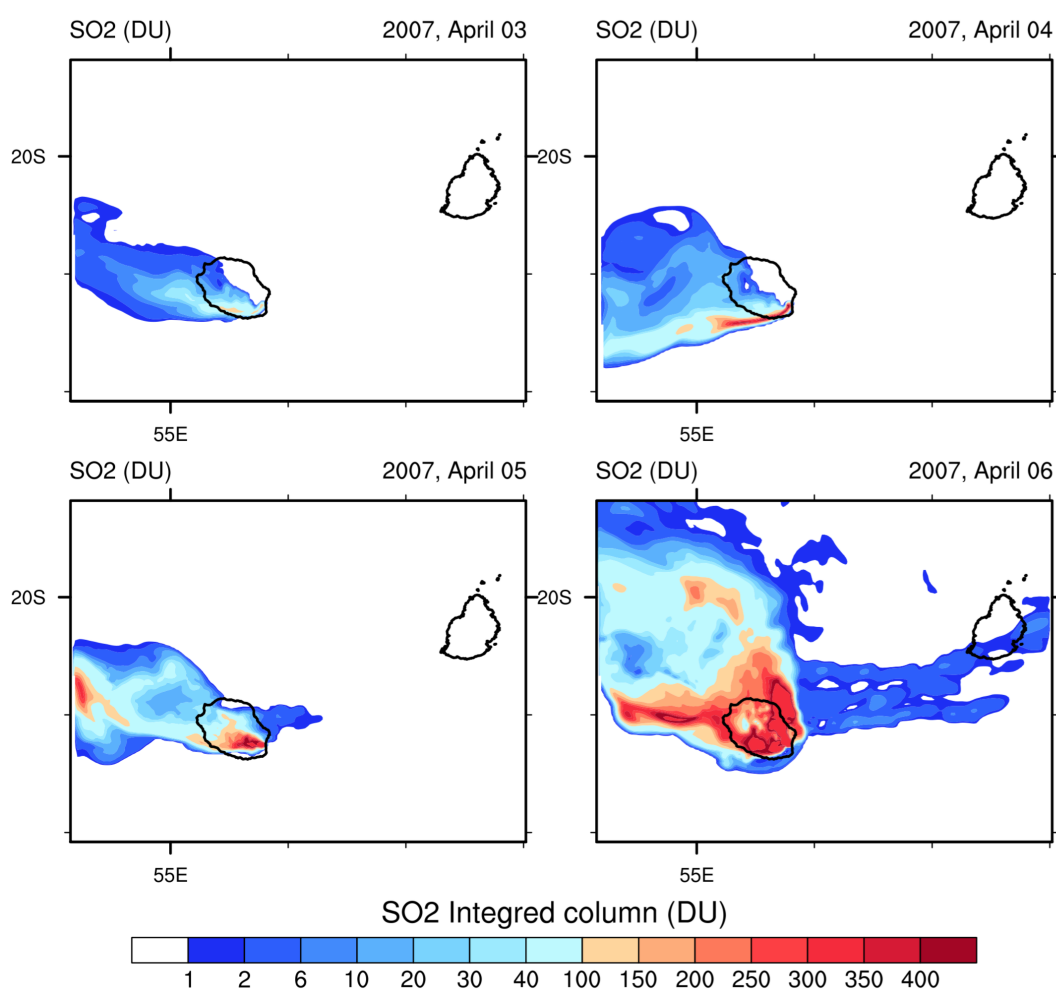


FIGURE 4.18 – Charge en SO₂ (DU) entre le 3 avril et le 6 avril à 13h UTC pour le domaine à 2km de résolution. Le 2, 3 et 4 avril, le SO₂ est dirigé vers l'ouest sous l'influence des alizés. Le 5 avril, une partie du panache de SO₂ est toujours dirigée vers l'ouest de la Réunion tandis qu'une autre petite partie du panache, influencée par des vents en altitude d'ouest, est transportée vers l'est. Le 6 avril, la majeure partie du panache est transportée vers le nord (> 400 DU). Une partie du panache très chargée en SO₂ (300 DU) est advectée vers l'ouest et une faible partie survole l'île Maurice à l'est (< 10 DU).

4.4.2 Concentration de soufre en surface

Dans la matinée du 2 avril, le panache de SO_2 en surface est orienté sud-ouest, contournant par le sud la zone volcanique du Piton de la Fournaise. Le panache est ensuite transporté le long de la côte par les alizés et contourne l'île. Lors de cette journée, le panache de SO_2 atteint le nord-ouest de l'île avec une faible concentration en surface de SO_2 de l'ordre de quelques $\mu\text{g m}^{-3}$. Les plus fortes concentrations simulées sont situées à basse altitude, près de Saint-Joseph dans le sud, avec plus de $800 \mu\text{g m}^{-3}$. À proximité de Saint Louis dans le sud-ouest, la concentration de surface de SO_2 est de $125 \mu\text{g m}^{-3}$ et de faibles concentrations de l'ordre de $25 \mu\text{g m}^{-3}$ sont simulées dans le nord-ouest. Le panache de soufre n'atteint pas les régions du nord de la Réunion (concentration inférieure à $10 \mu\text{g m}^{-3}$ à Saint Denis).

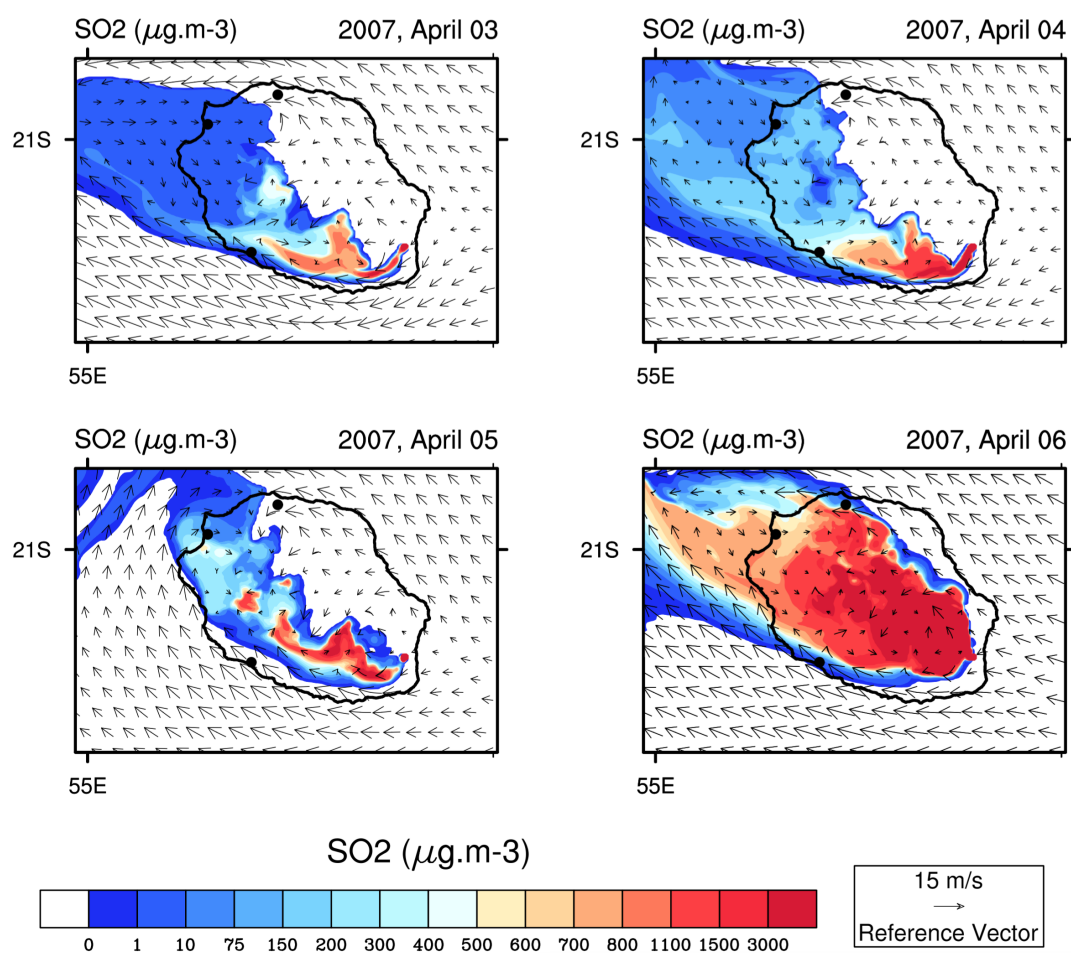


FIGURE 4.19 – Concentration en SO_2 en surface simulée dans le domaine à 500m de résolution horizontale par le modèle Meso-NH pour le 3, 4, 5 et 6 avril 2007 à 13h UTC.

Peu de changements se produisent le 3 avril, le régime de vent advecte les polluants

volcaniques à l'ouest de l'île. Les concentrations dans les zones sud/ouest et nord de la Réunion sont légèrement plus fortes que la veille, avec 220 $\mu\text{g m}^{-3}$ à Saint-Louis et 70 $\mu\text{g m}^{-3}$ au nord-ouest (figure 4.19). La présence d'un fort gradient de SO₂ situé près de Saint Louis et Saint Joseph est simulée.

Le fort gradient de SO₂ simulé la veille est toujours présent le 4 avril dans les hauteurs de Saint Joseph dans le sud de la Réunion (concentrations de 2000 $\mu\text{g m}^{-3}$ à 500m d'altitude, 0 $\mu\text{g m}^{-3}$ 1km plus au sud, sur le littoral, visible aussi sur la figure 4.20). L'extension horizontale de SO₂ est plus étendue au sud de l'île ainsi qu'au large à l'ouest au-dessus de l'océan. Des concentrations plus élevées sont simulées le 4 avril, avec 900 $\mu\text{g m}^{-3}$ à Saint Joseph et plus de 450 $\mu\text{g m}^{-3}$ à Saint Louis et 500 $\mu\text{g m}^{-3}$ au nord-ouest, à proximité de Cambaie à 10h UTC. Au nord de l'île, les concentrations sont assez proches de ceux du 3 avril. La concentration maximale de SO₂ en surface est située dans les hauteurs de l'île, où de fortes concentrations sont simulées avec notamment plus de 400 $\mu\text{g m}^{-3}$ dans les hauteurs de la ville de Saint-Joseph (sud de l'île de la Réunion). Ces fortes concentrations proviennent d'un courant de retour formé à l'ouest de la Réunion, advectionnant une partie du panache de SO₂ plus fortement concentré vers les localités du nord-ouest de l'île (figure 4.20 et figure 4.21).

Sur la figure 4.20, une forte zone de divergence des vents horizontaux est simulée à l'est de la zone volcanique du piton de la Fournaise correspondant à la séparation des alizés autour du relief réunionnais. En conséquence de cette séparation à l'est, deux zones d'accélération des vents horizontaux sont simulées (14m/s) au nord comme au sud de la Réunion. Au large de Saint Louis, un fort cisaillement des vents horizontaux est simulé. Ce cisaillement des vents est dû à la formation d'une boucle de retour lors de la convergence des alizés une fois l'orographie contournée. L'intensité des vents horizontaux en surface y est plus marquée (9m/s) et cette boucle de retour va former des vents horizontaux orientés nord-est, créant une zone de convergence des vents avec le relief de l'ouest de la Réunion. La coupe verticale suivant l'orientation des vents provenant de la boucle de retour (figure 4.21) indique que le pic obtenu en surface en dioxyde de soufre le 4 avril à 10h UTC provient d'une zone de mélange thermique entre la surface et 1000m d'altitude. Cette zone de mélange, créée par l'échauffement de la surface terrestre, mélange sur l'ensemble de cette couche les masses d'air, dont des concentrations supérieures à 600 $\mu\text{g m}^{-3}$ sont simulées à 1000m d'altitude.

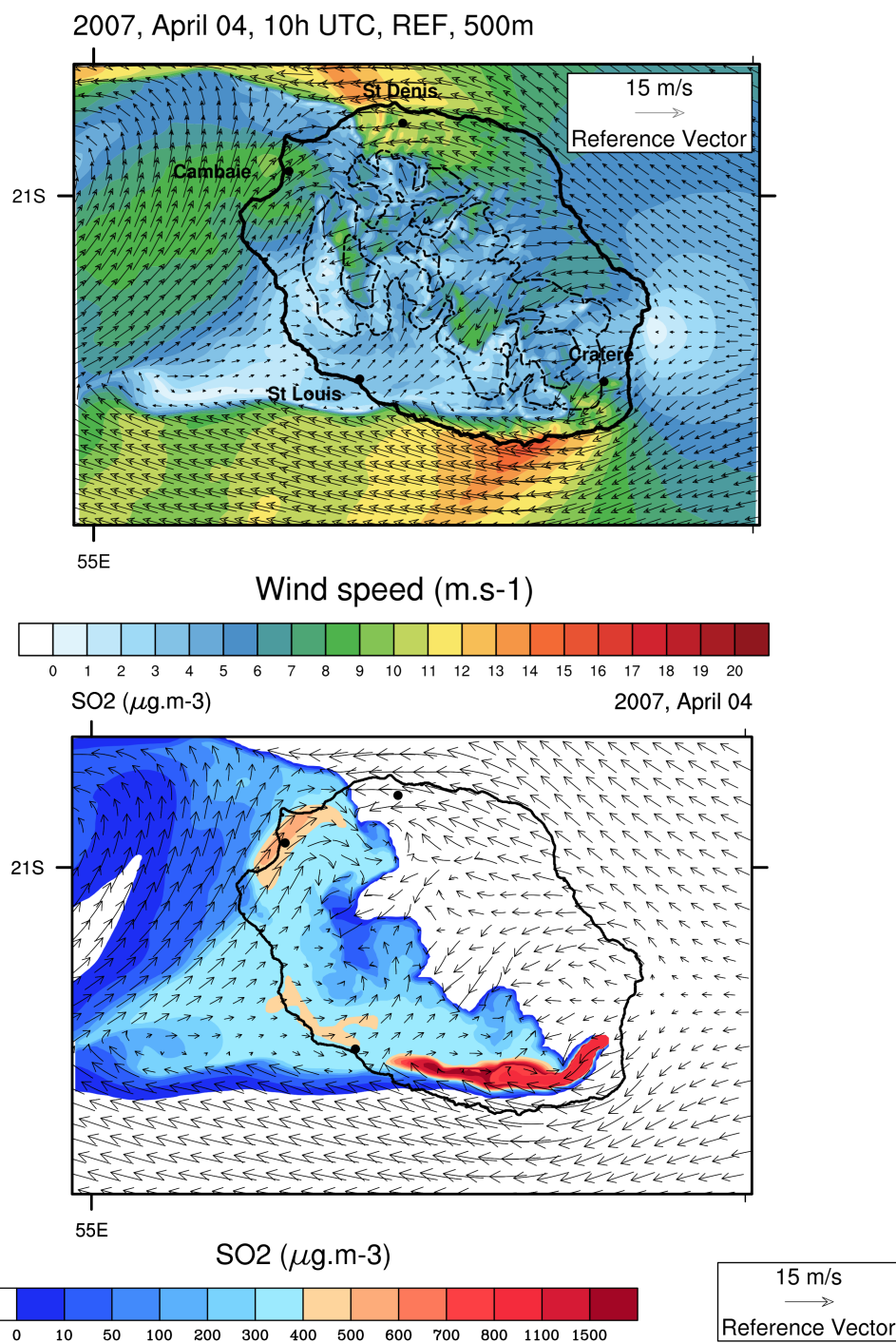


FIGURE 4.20 – En haut : module du vent en surface pour le domaine à 500m de résolution horizontale le 6 avril 00h UTC. En bas : concentration en SO₂ en surface simulée dans le domaine à 500m de résolution horizontale par le modèle Meso-NH le 4 avril 2007 à 10h UTC.

4.4. Distribution régionale et dépôt du SO₂ et du CO₂

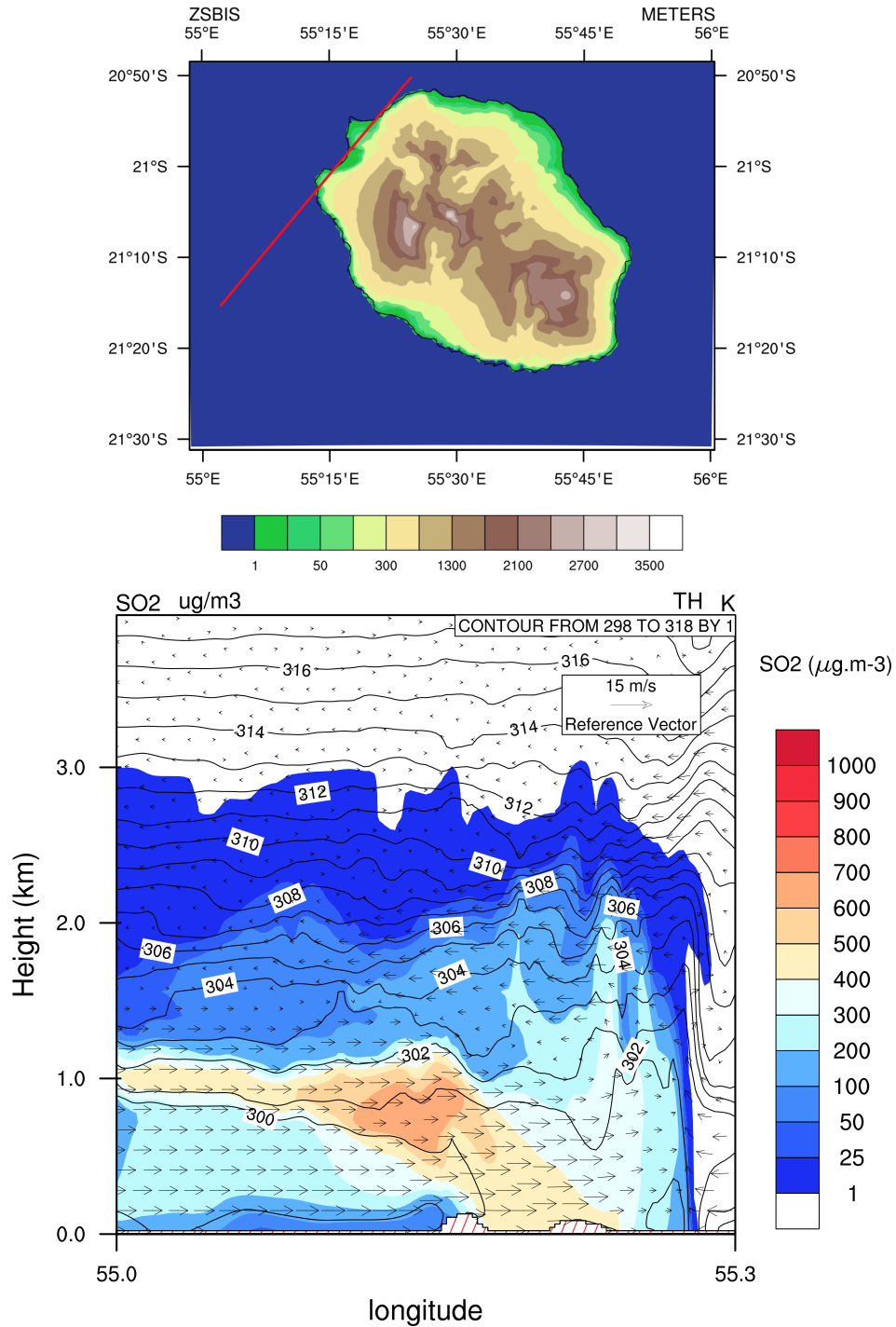


FIGURE 4.21 – En bas : Coupe verticale de SO₂ suivant la trace de la figure du haut le 4 avril à 10h UTC.

Le 5 avril, la baisse de stabilité simulée par le modèle dans les basses couches, couplée à l'augmentation du flux de chaleur provenant de l'extension surfacique de la coulée de

lave permet aux polluants à d'atteindre une altitude plus élevée et en conséquence à être transportés vers le nord-est. Ainsi, excepté les plus hauts sommets de l'île (Grand Benard (3000m, Piton de la Fournaise (2600m)), Piton des Neiges (3071m)) où les concentrations dépassent les $1500 \mu g m^{-3}$, le reste de l'île de la Réunion est épargnée par les fortes concentrations.

Enfin, le 6 avril, des concentrations élevées sont simulées sur toute l'île, avec des valeurs atteignant $3000 \mu g m^{-3}$ dans le centre et le nord de l'île jusqu'à $5000 \mu g m^{-3}$ pour le sud de l'île soit environ 10 fois le seuil recommandé par les normes européennes. En comparaison avec la première simulation (voir Chapitre 2), cette nouvelle simulation simule en surface des concentrations plus importantes en dioxyde de soufre ($5000 \mu g m^{-3}$ contre $1000 \mu g m^{-3}$)

4.4.3 Comparaison avec les stations de l'ORA

Du 2 au 4 avril, la simulation réussit à reproduire correctement les tendances générales pour toutes les stations simulées de l'île. Le 2 avril, la concentration de surface de SO_2 donnée par Meso-NH correspond aux observations provenant de l'ORA pour les trois stations avec des valeurs inférieures à $15 \mu g m^{-3}$ pour Cambaie et Saint Denis, et un pic de $200 \mu g m^{-3}$ dans le milieu de la journée pour Saint Louis (figure 4.22).

Le 3 avril, la station de Saint Denis n'a pas enregistré de présence de SO_2 d'origine volcanique, tandis que la station Cambaie enregistre une augmentation progressive avec un pic de $85 \mu g m^{-3}$ pour l'ORA et $80 \mu g m^{-3}$ pour la simulation Meso-NH. Saint Louis a connu une augmentation significative avec une concentration en SO_2 de $480 \mu g m^{-3}$ mesurée par ORA et de $477 \mu g m^{-3}$ simulée par Meso-NH, une fois de plus en milieu de journée.

Le 4 avril, peu de changements ont lieu pour Saint-Denis, tandis qu'une forte augmentation de SO_2 apparaît à Cambaie avec près de $500 \mu g m^{-3}$ simulés dans Meso-NH et $601 \mu g m^{-3}$ observés ORA. La même tendance est également observée pour la station de Saint-Louis, avec $585 \mu g m^{-3}$ observée contre $600 \mu g m^{-3}$ simulés. Cette forte augmentation est immédiatement suivie par une forte baisse à la fin de la journée, avec des valeurs inférieures à $150 \mu g m^{-3}$ pour Cambaie et $200 \mu g m^{-3}$ pour Saint Louis.

Le 5 avril, la concentration de SO_2 varie entre 30 et $200 \mu g m^{-3}$ pour Cambaie, et 10 et $300 \mu g m^{-3}$ pour Saint Louis sauf dans la soirée (18h UTC), où Meso-NH simule un nouveau pic de concentration à $550 \mu g m^{-3}$ que n'ont pas observé les stations de l'ORA ($35 \mu g m^{-3}$ mesurés).

Pour la dernière journée de la simulation, la concentration en surface de SO_2 donnée par le modèle est plus forte que les observations, les valeurs les plus élevées sont supérieures à $3000 \mu g m^{-3}$ (contre $45 \mu g m^{-3}$ observés) à Cambaie et un pic de $5000 \mu g m^{-3}$ à Saint Louis au lieu de $55 \mu g m^{-3}$. La même anomalie apparaît pour Saint Denis en fin de journée, la simulation donne un pic de $1500 \mu g m^{-3}$ au lieu d'une absence totale de SO_2 volcanique mis en évidence par des mesures d'ORA. On retrouve donc les résultats précédents qui montrent que les concentrations en SO_2 simulées le 6 avril sont irréalistes.

Ainsi pour le début de l'éruption, du 2 avril au milieu de journée du 5 avril, la simulation parvient parfaitement à reproduire les concentrations en surface de SO₂ et donc la dynamique du transport des polluants volcaniques. En fin de journée du 5 avril, jusqu'à la fin de la simulation le 7 avril, la simulation surestime assez fortement les concentrations de SO₂ en surface. Une raison vient d'une convection insuffisante lors de ces dernières 36h, empêchant le transport de SO₂ aux hautes altitudes, et donc à des vents permettant l'éloignement des polluants de l'île. La deuxième raison est l'absence de l'activation de la chimie aqueuse dans la simulation. En conséquence, les journées sujettes aux précipitations (période humide - 5 et 6 avril) sont biaisées puisque l'absence du lessivage de dioxyde de soufre ainsi que les transformations chimiques au sein des nuages créés une surestimation des concentrations de soufre à la surface.

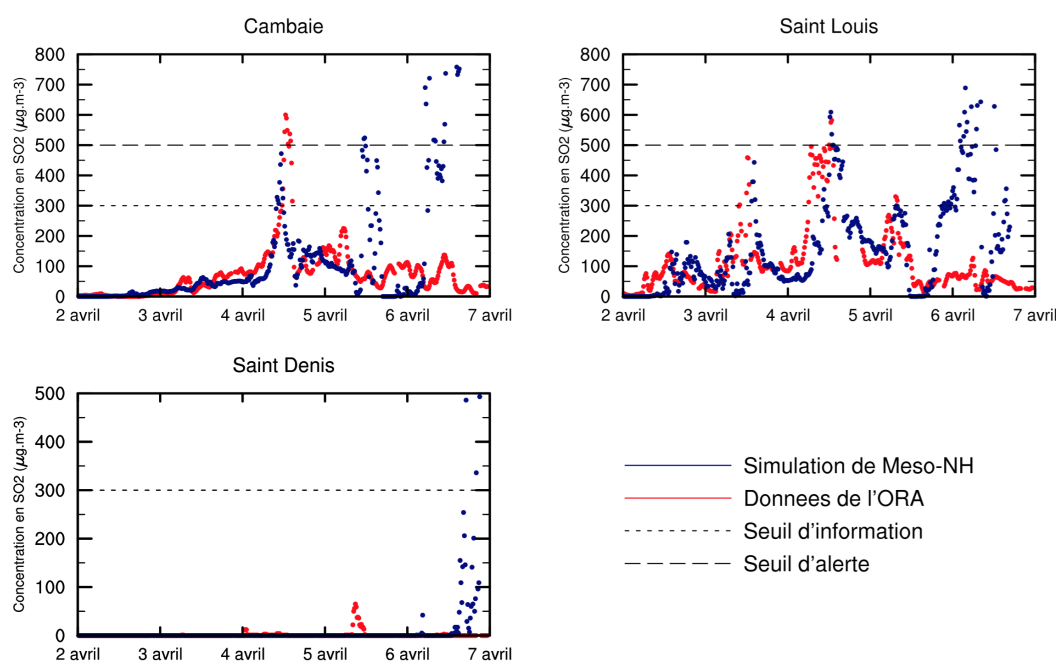


FIGURE 4.22 – Comparaison des concentrations en SO₂ en surface simulée par Meso-NH avec les données de l'ORA pour trois stations de l'île entre le 2 avril et le 7 avril. Il est important de noter que l'échelle verticale a été limitée à 800 µg m⁻³ pour Saint Louis et Cambaie et 500 µg m⁻³ pour Saint Denis. En effet, à partir du 6 avril, les concentrations en SO₂ en surface dépassent pour certaines localités plusieurs milliers de µg m⁻³ dû à l'incapacité du modèle à créer une convection suffisante pour transporter le SO₂ en altitude.

4.4.4 Émission et dépôt du SO₂

Dans la nature, le dépôt sec pour les gaz représente la combinaison de plusieurs processus physiques qui participent au transfert des polluants depuis l'atmosphère jusqu'au sol. Les polluants se déposent au sol lorsqu'ils sont « absorbés » par l'eau, le sol ou la vé-

gétation. Ce phénomène constitue un terme de perte (ou puit) élevé. Son intensité dépend des polluants, des conditions météorologiques, de l'éclairement, du lieu (type et densité de végétation), de la saison (état de la végétation). Le dépôt est plus fort en journée et il est accru par l'éclairement. Au-dessus des masses d'eau, il croît avec la solubilité de l'espèce considérée (loi de Henry, 1803).

Au sein de Meso-NH, le dépôt sec des gaz est basé sur la paramétrisation de Wesely ([Wesely and Hicks, 1977](#)). La résistance de surface comprend à la fois des caractéristiques physiques et biologiques ainsi que la solubilité des espèces déposées ([Baer and Nester, 1992](#)). Pour les surfaces de végétation, les contributions relatives des stomates, des tissus mésophiles et des cuticules sont implémentés tandis que pour les surfaces liquides, le paramétrage de [Erisman and Baldocchi \(1994\)](#) est utilisé. Ces paramétrisations ont été incluses dans le sous-modèle sol-biosphère-atmosphère (ISBA) ([Noilhan and Mahfouf, 1996](#)) et sont couplés avec les 255 types de surfaces de Meso-NH. ISBA calcule aussi l'évolution des paramètres aérodynamiques, quasi laminaires, des résistances stomatiques pour les différents types de végétation. Ainsi, les vitesses de dépôt sec chimiques évoluent à chaque pas de temps simulé suivant le vent de surface, la turbulence et les spécificités chimiques (constante de Henry, réactivité biologique ([Wesely, 1989](#))).

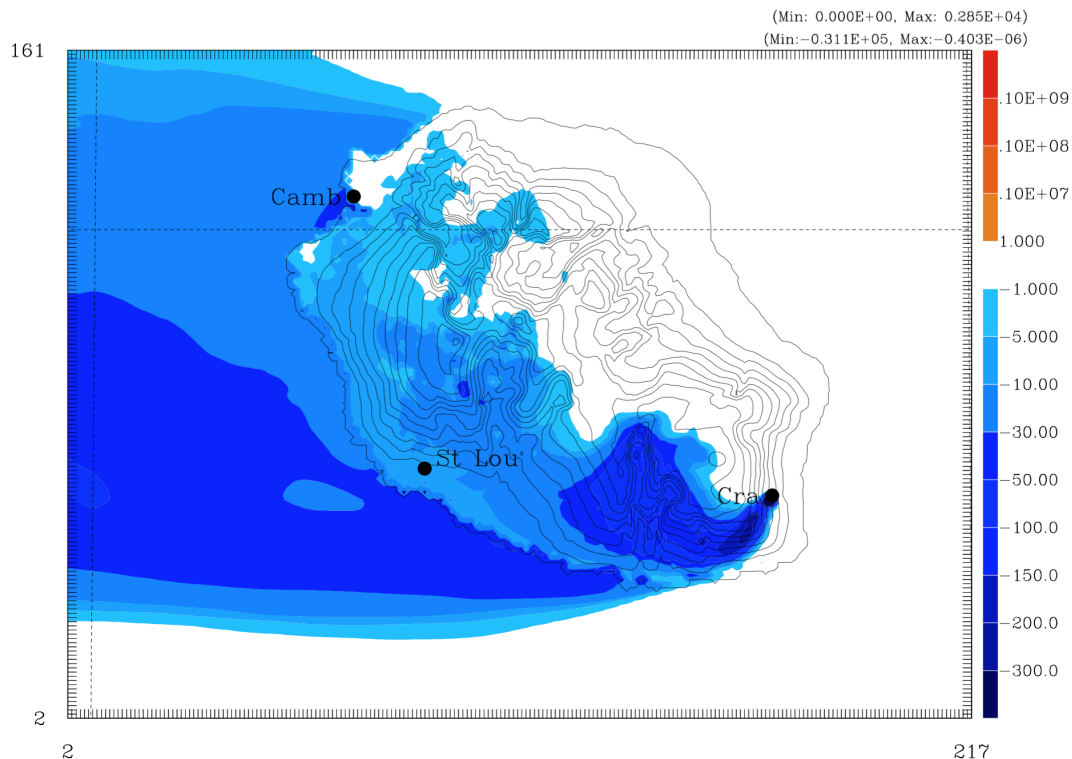


FIGURE 4.23 – Dépôt cumulé de SO_2 (mg/m^2) en surface pour le domaine à 500m de résolution entre le 2 et le 5 avril 00h UTC.

Les zones de dépôts secs simulées sur la figure 4.23, correspondant aux zones d'interaction du panache de SO_2 avec la surface. Entre le 2 et le 5 avril, le maximum de dépôt cumulé

atteint 300 mg/m² au sud-ouest du cratère et environ 30 mg/m² pour une zone comprenant le cirque de Cilaos, le tampon et La Plaine des Palmistes. Enfin les localités présentes sur le littoral du sud-ouest au nord-ouest enregistrent un dépôt sec de l'ordre de 10 à 30 mg/m². Par exemple, des dépôts moyens de 19.2 mg/m²/jour ont été mesurés par [Yi et al. \(1997\)](#) dans des champs et lacs près de la ville polluée de Chicago dans l'Illinois. En Thaïlande, des méthodes de mesures identiques ont permis d'obtenir un dépôt moyen journalier de 34 mg/m². Ces mesures in situ dans des zones polluées industrielles sont du même ordre de grandeur que le dépôt cumulé sur 4j de simulation Meso-NH avec environ 90 mg/m² pour les hauts de la Réunion (hauteurs de Saint Joseph, Le Tampon, La Plaine des palmistes).

Flux net cumule de SO₂ (mg/m²)

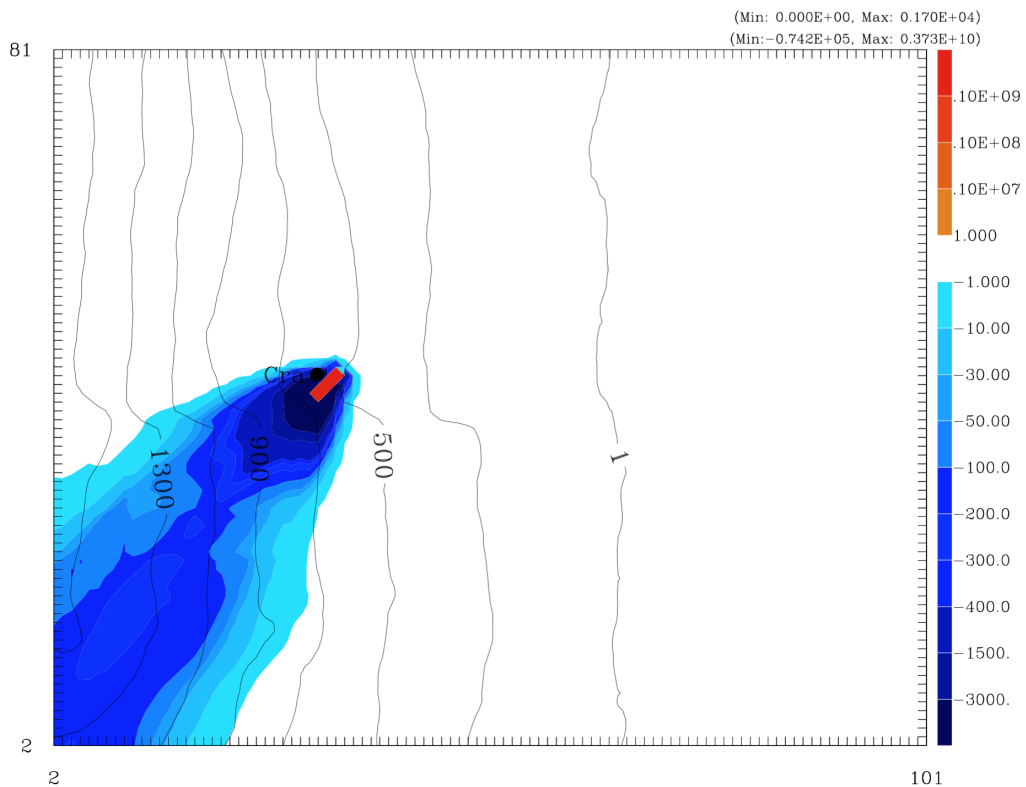


FIGURE 4.24 – Emission et dépôt cumulé de SO₂ (mg/m²) en surface pour le domaine à 100m de résolution entre le 2 et le 5 avril 00h UTC. L'émission de SO₂ est représentée par une barre oblique due au chevauchement de la bouche éruptive définie sous ForeFire sur deux mailles atmosphériques de Meso-NH.

Pour le domaine à 100m de résolution horizontale (figure 4.24), l'émission de SO₂ est représentée par une barre oblique dû au chevauchement de la bouche éruptive définie sous ForeFire sur deux mailles atmosphériques de Meso-NH. Le maximum émis en SO₂ sur une des deux mailles atteint 14,5T/m² soit 290KT sur les 5 jours de simulation pour les deux mailles d'émission. En comparaison avec l'émission totale estimée par [Tulet and](#)

Villeneuve (2010) avec 236KT entre le 4 avril et le 11 avril, l'émission au sein de Meso-NH est légèrement supérieure. La principale raison vient des ajustements d'émission apportés du 2 au 4 avril afin d'obtenir des concentrations en surface en dioxyde de soufre cohérentes avec les données de l'ORA. Lors de ces 3 premiers jours, les faibles valeurs estimées par Tulet and Villeneuve (2010) sont incertaines dûes à la limite de détection du capteur OMI. Le maximum de dépôt associé à cette émission se situe à l'ouest de la bouche éruptive, transporté par les alizés, avec plus de 3000mg/m² déposés. Ce niveau de dépôt très élevé représente localement le dépôt cumulé pendant 3 ans d'une zone industrielle polluée. Ce dépôt exclut pourtant la période paroxysmale d'émission du SO₂ entre le 5 et le 7 avril.

4.4.5 Hauteur d'injection du SO₂

Sous l'effet de l'augmentation des flux de chaleur sensible associée à l'extension spatiale de la coulée de la lave, la convection dans la zone d'éruption devient plus importante. Ainsi lors des 3 premiers jours de simulation, la hauteur d'injection du panache de SO₂ atteint 3km d'altitude au maximum (figure 4.26).

À partir du 5 avril, l'atmosphère devient plus instable (figure 4.6) et l'augmentation spatiale des flux de chaleur permet au panache de SO₂ d'atteindre les 5km d'altitude. En comparaison avec la simulation du chapitre 2 où les hauteurs d'injection simulées ont atteint 8km, la nouvelle simulation ne parvient pas à reproduire une convection suffisante lors du maximum d'intensité de l'éruption. En conséquence, une majeure partie du panache de SO₂ ne franchit plus la zone d'inversion contrairement à ce qui est observé et cet affaiblissement de la convection peut expliquer en partie les surestimations de concentration surfacique en SO₂ simulées en surface à partir de la fin de journée du 6 avril. La deuxième explication provient de l'absence du lessivage et des processus de transformations chimiques en phase aqueuse non implantées dans la simulation.

Les concentrations au sein du panache pour le 4 et le 6 avril atteignent plus de 120000 $\mu\text{g m}^{-3}$.

4.4.6 Panache de dioxyde de carbone

Les panaches de CO₂ simulés dans Meso-NH lors du brûlage des forêts ont des concentrations maximales qui avoisinent les 11000 ppm en surface (figure 4.25). Le panache de CO₂ atteint 3.5km d'altitude. Cette hauteur est atteinte lorsque le panache de CO₂ est transporté par les alizés au-dessus de la ligne de convergence des vents horizontaux en surface (4.2). La zone de concentration maximale en CO₂ se situe sous la branche descendante du régime de brise créé par la convection générée par la coulée de lave, limitant son extension horizontale à 200m au-dessus de la surface. Les fortes concentrations en CO₂ sont uniquement à proximité de la zone d'émission, les concentrations maximales à 2km de la source sont de 200ppm environ, soit 2 fois inférieures à la concentration actuelle dans l'atmosphère (385 ppm). Ainsi les panaches de CO₂ simulés ont très peu d'impact sur la concentration régionale en CO₂.

4.4. Distribution régionale et dépôt du SO₂ et du CO₂

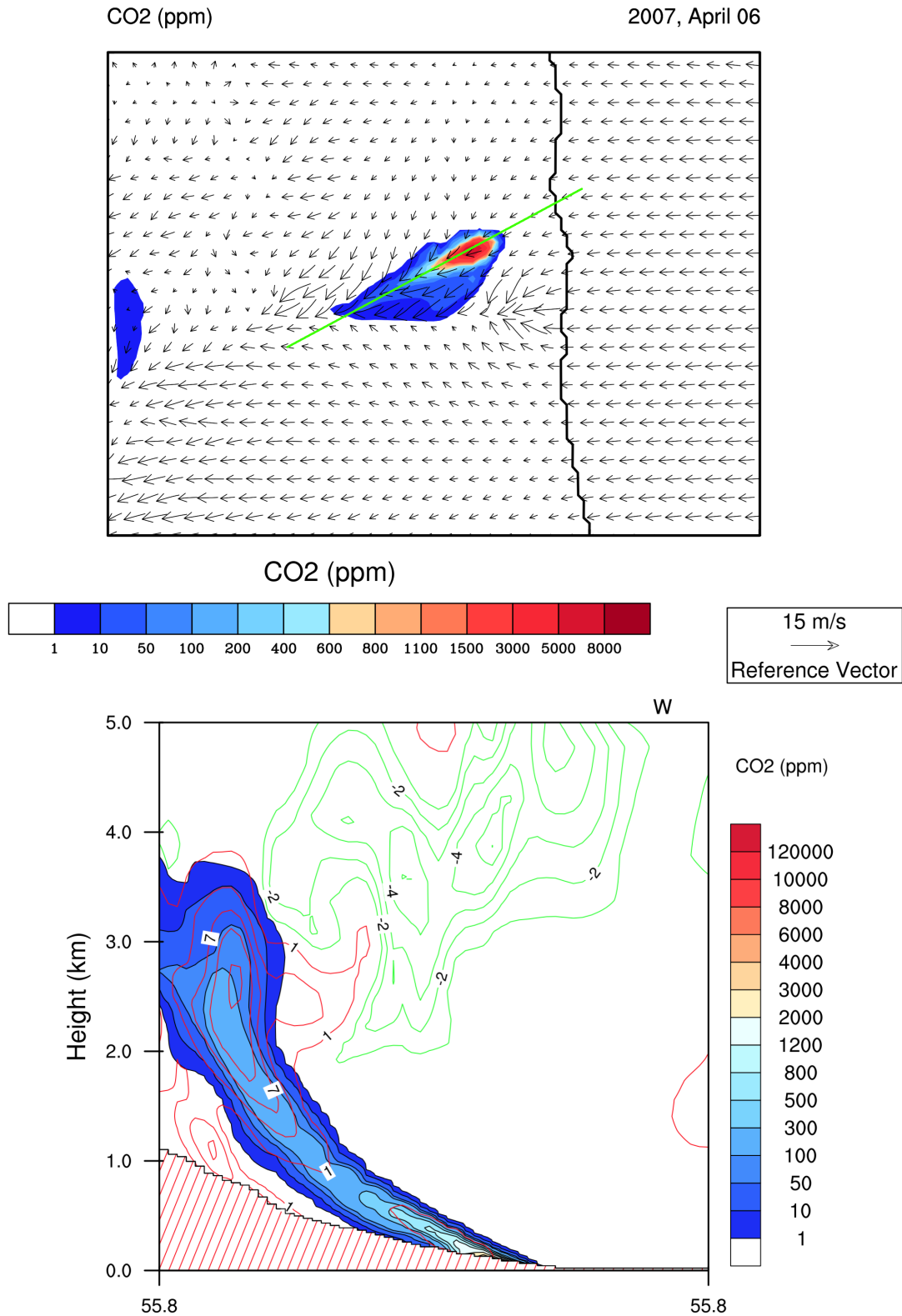


FIGURE 4.25 – En haut : Concentration en CO₂ en surface provenant du brûlage de la forêt primaire le 6 avril à 00h UTC lors du maximum d'émission de CO₂. En bas coupe verticale de CO₂ suivant la trace verte de la figure du haut.

En comparaison avec des mesures de concentrations de CO_2 au sein des panaches de fumée provenant des feux de forêt en Malaisie (Rajab et al., 2009), le maximum simulé par Meso-NH est 38 fois inférieur aux observations dans un cas réel (380 000 ppm). La concentration simulée par Meso-NH ne représente aucun danger pour la santé : une concentration de 10000 ppm rend une personne légèrement somnolente. Cependant à partir de 70000 ppm, des vertiges importants et des dysfonctionnements visuels et auditifs apparaissent suivis d'une inconscience rapide si le sujet est soumis à cette concentration pendant quelques minutes (Rajab et al., 2009).

4.5 Étude du panache Laze

4.5.1 Objectifs et verrous

Un des éléments novateurs de cette simulation est la représentation et la simulation du panache Laze lors de l'entrée de la lave en mer. Cependant la représentation de ce panache s'avère compliquée du fait des nombreux processus physiques, dépendant de la nature de la lave et des mécanismes de transfert de chaleur dans l'océan. À ce jour aucune étude de ce type a été réalisée avec un modèle atmosphérique. Une première estimation d'un flux de vapeur d'eau a été réalisée au Chapitre 3. Cette première estimation ne permettait pas d'obtenir une hauteur de détrainement du panache satisfaisante (24km, i.e. dernier niveau du modèle Meso-NH).

Compte tenu des verrous scientifiques explicités au début de ce chapitre et la difficulté d'estimer directement le flux de vapeur d'eau, une approche top-down a été utilisée pour quantifier ce flux. La méthode utilisée ici est de se servir de la hauteur de convection générée par le flux de chaleur latente lors de la condensation de la vapeur d'eau par comparaison avec la température de brillance du sommet des nuages observée par Météosat. Cette première approche reste approximative compte tenu des zones de stabilités atmosphériques (zone d'inversion des alizés, tropopause...) qui bloquent la convection à des altitudes prédéterminées pour différents flux de vapeur d'eau. L'extension horizontale du panache peut être utilisée en parallèle pour affiner les estimations d'émission de vapeur d'eau. En effet, le détrainement au sommet des nuages va se propager vers l'île Maurice. Au cours de son transport, le panache Laze va se mélanger avec de l'air plus sec. En conséquence, l'extension horizontale du panache Laze (air saturé en eau) est proportionnelle à l'émission de vapeur d'eau lors de l'entrée de la lave en mer.

4.5.2 Caractérisation du flux de vapeur d'eau et convection associée

Le 4 avril (4.26), la phase nuageuse du panache Laze simulé par Meso-NH atteint les 3.5km d'altitude avec des contenus en eau maximales de 2 g/kg. Une petite zone d'eau nuageuse est en contact avec le panache de SO_2 à 1.8km d'altitude. Au sein de ce panache de SO_2 , les concentrations maximales simulées sont de 120 000 $\mu\text{g m}^{-3}$ à 1km d'altitude et de 13000 $\mu\text{g m}^{-3}$ 1km plus à l'ouest à 1.2km d'altitude.

Le 6 avril (4.26), la phase nuageuse du panache Laze simulé par Meso-NH est située entre la surface et 10km d'altitude avec des contenus en eau supérieurs à 2 g/kg jusqu'à 6km et des contenus plus faibles en eau nuageuse comprise entre 0.1 et 1 g/kg de 6km à 10km d'altitude. À partir de 4.5km d'altitude et jusqu'à 14km d'altitude, la phase glace du panache Laze simulé à des contenus en eau supérieurs à 0.3 g/kg. Le contact entre la phase nuageuse et la phase glace peut s'expliquer par la présence d'un noyau convectif au centre du panache laze. Au sein de ce noyau convectif, l'air est plus chaud que son environnement, permettant la présence d'eau sous forme nuageuse. Au-dessus de 4km d'altitude, l'air ambiant descend en dessous des 0°C, permettant la présence d'eau sous forme glace. L'ordre de grandeur de ces valeurs de contenus en eaux est en cohérence avec les contenus en eau dans la phase glace d'un nuage convectif à moyenne échelle (10^{-5} kg/kg, Chaboureau et al. (2002)) et des contenus en eau dans la phase nuageuse pour des nuages convectifs lors d'un épisode Cévenole (> 2.3 g/kg, Cohard and Pinty (2000b)).

La phase précipitante se situe entre la surface et 7km d'altitude et est orientée vers l'ouest. Le panache de dioxyde de soufre et le panache Laze se mélangent au-dessus de la bouche éruptive entre la surface et 4km d'altitude. Le contact entre l'eau nuageuse, l'eau de pluie et le panache de SO₂ doit générer des processus aqueux de formation d'acide sulfurique (non simulés ici dû à la non-activation de la chimie des nuages). Ainsi une partie importante de SO₂ simulé le 6 avril ne devrait pas être transportée et se diffuser sur l'île de la Réunion mais être lessivée localement dans la zone d'éruption.

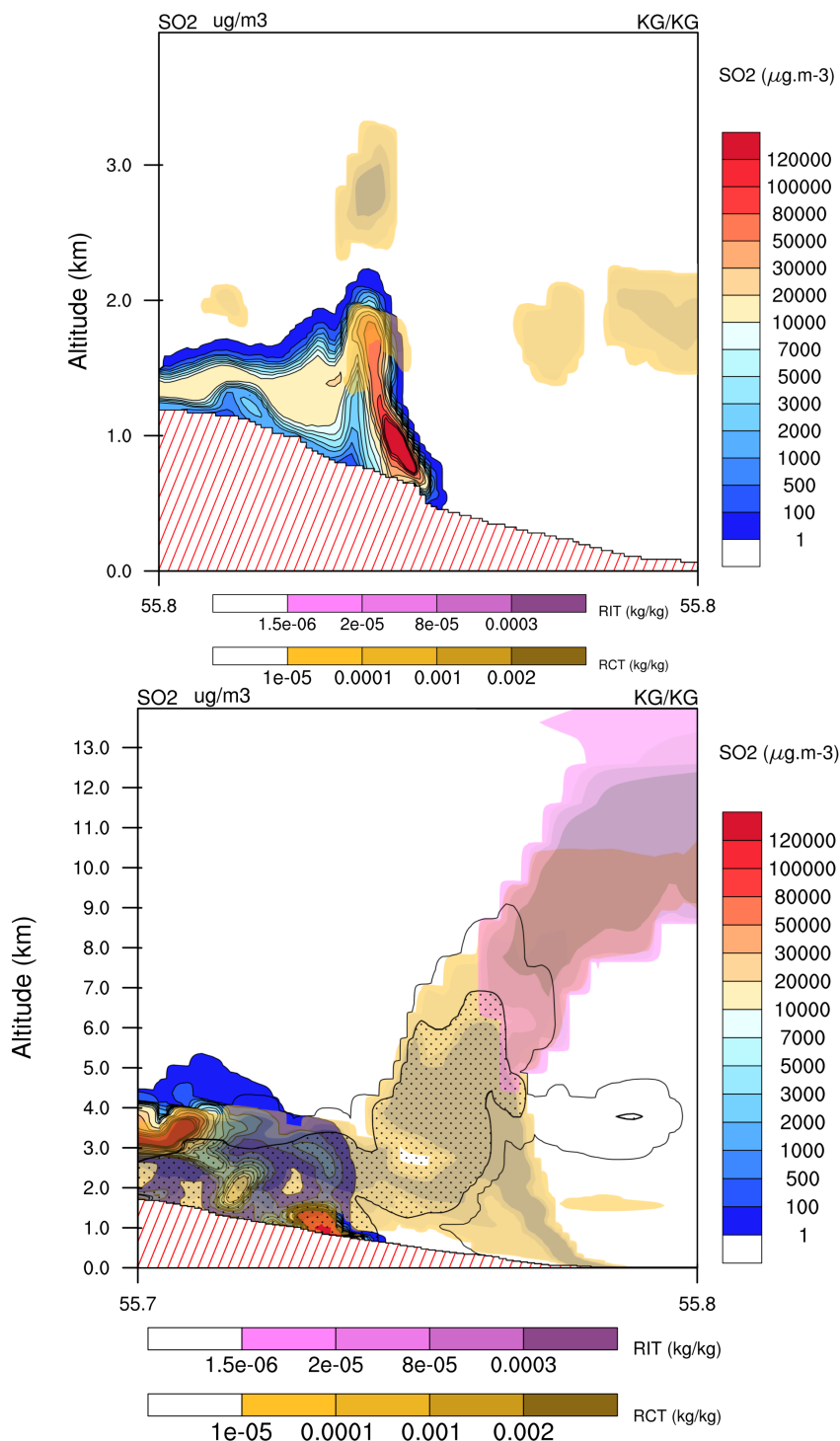


FIGURE 4.26 – Coupes verticales à 100m de résolution horizontale dans la direction de transport du panache de SO₂ le 4 avril à 12h UTC (en haut) et le 6 avril à 00h UTC (en bas). Le panache jaune correspond à la présence d'eau nuageuse (kg/kg), le panache rose à la présence d'eau dans la phase glace (kg/kg). La zone pointillée correspond à la présence d'un nuage précipitant.

4.5.3 Flux et transport du HCl

Il est important de rappeler qu'en l'absence de chimie en phase aqueuse et de lessivage explicite, le HCl dans la simulation est considéré comme un traceur qui permet d'analyser le transport d'une espèce émise par l'arrivée de la lave en mer. Étant donné qu'il est difficile de quantifier directement l'émission de flux de HCl dans le panache Laze, celui-ci a été estimé grâce à l'étude de [Edmonds and Gerlach \(2014\)](#) qui, via de nombreuses mesures in situ, a mesuré un ratio moyen de 0.00033 entre la concentration en HCl et l'eau dans les panaches Laze (voir chapitre 3). Le flux de HCl est émis lors de l'entrée de la lave en mer (11h après le début de l'éruption - 17h UTC le 2 avril).

À 100m de résolution horizontale (figure 4.27), l'émission de HCl se situe sur le littoral, lors de l'entrée de la lave en mer. Le maximum d'émission dans cette zone atteint 0,19T/m². Les dépôts associés (sans mécanismes aqueux) sont situés uniquement à proximité de la source, avec des valeurs atteignant environ 400 mg/m². La zone de dépôt s'étend horizontalement d'est en ouest sur 2km et reste à proximité de la source. Cette zone correspond à une région où la végétation a été brûlée par les dépôts acides.

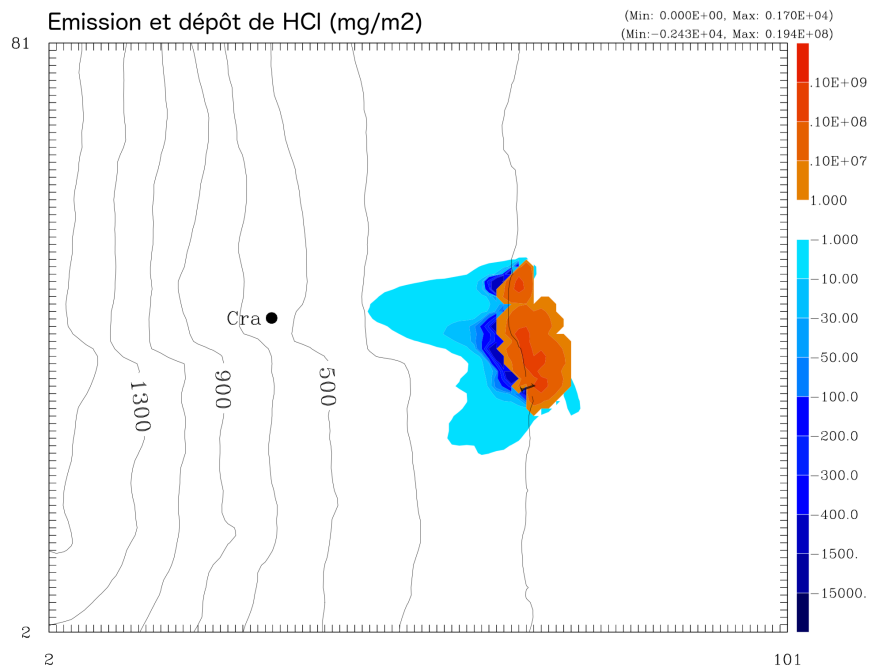


FIGURE 4.27 – Emission et dépôt intégrés sur les 5 jours de simulation de HCl (mg/m²) en surface pour le domaine à 100m de résolution.

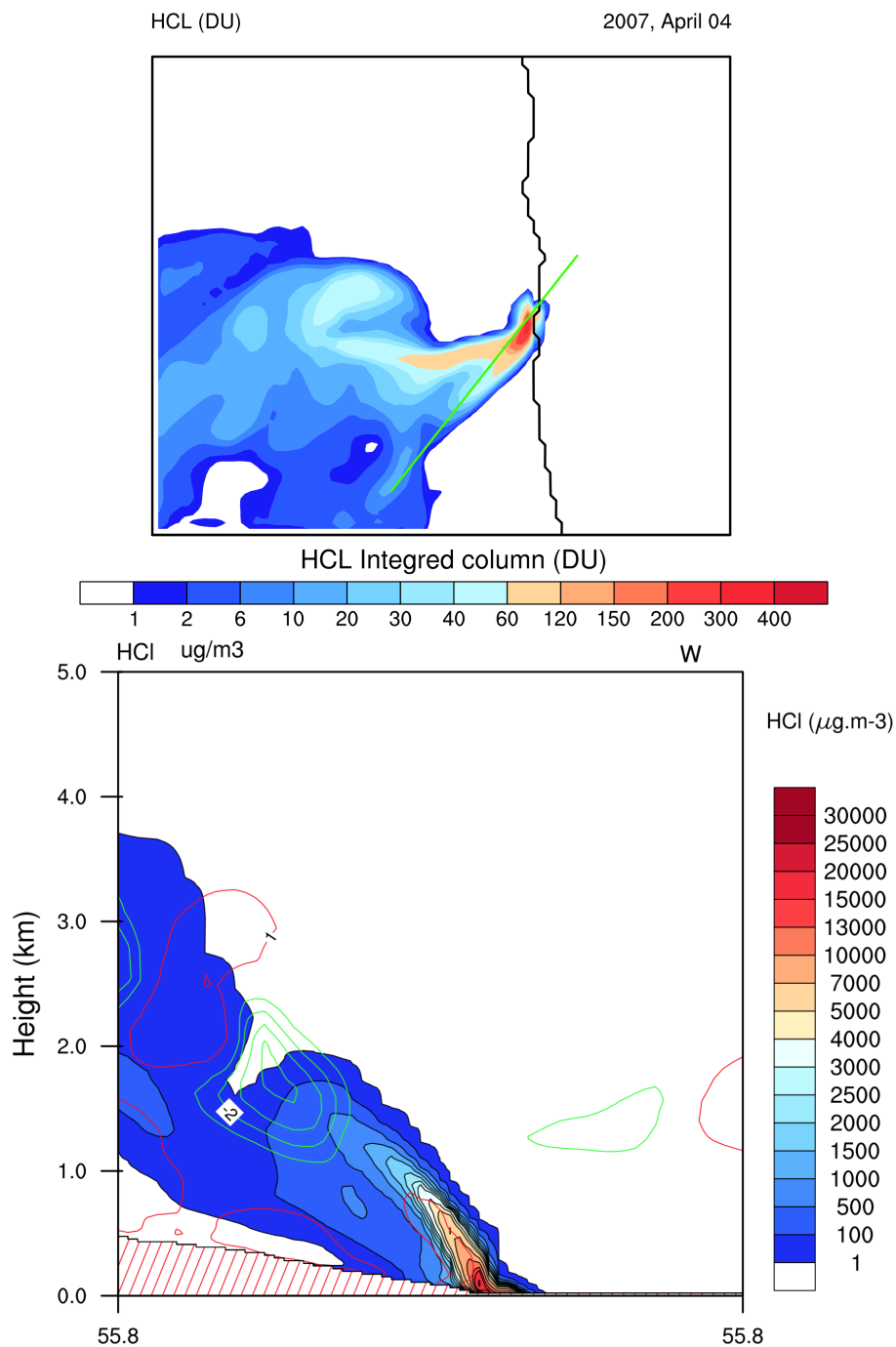


FIGURE 4.28 – En haut, colonne intégrée de HCl (en DU) pour le domaine à 100m de résolution le 4 avril 00h UTC. La trace verte correspond à la coupe verticale (en bas) entre le niveau de la mer et 14 kilomètres d'altitude. Les isolignes correspondent aux vitesses verticales du vent (en m/s)

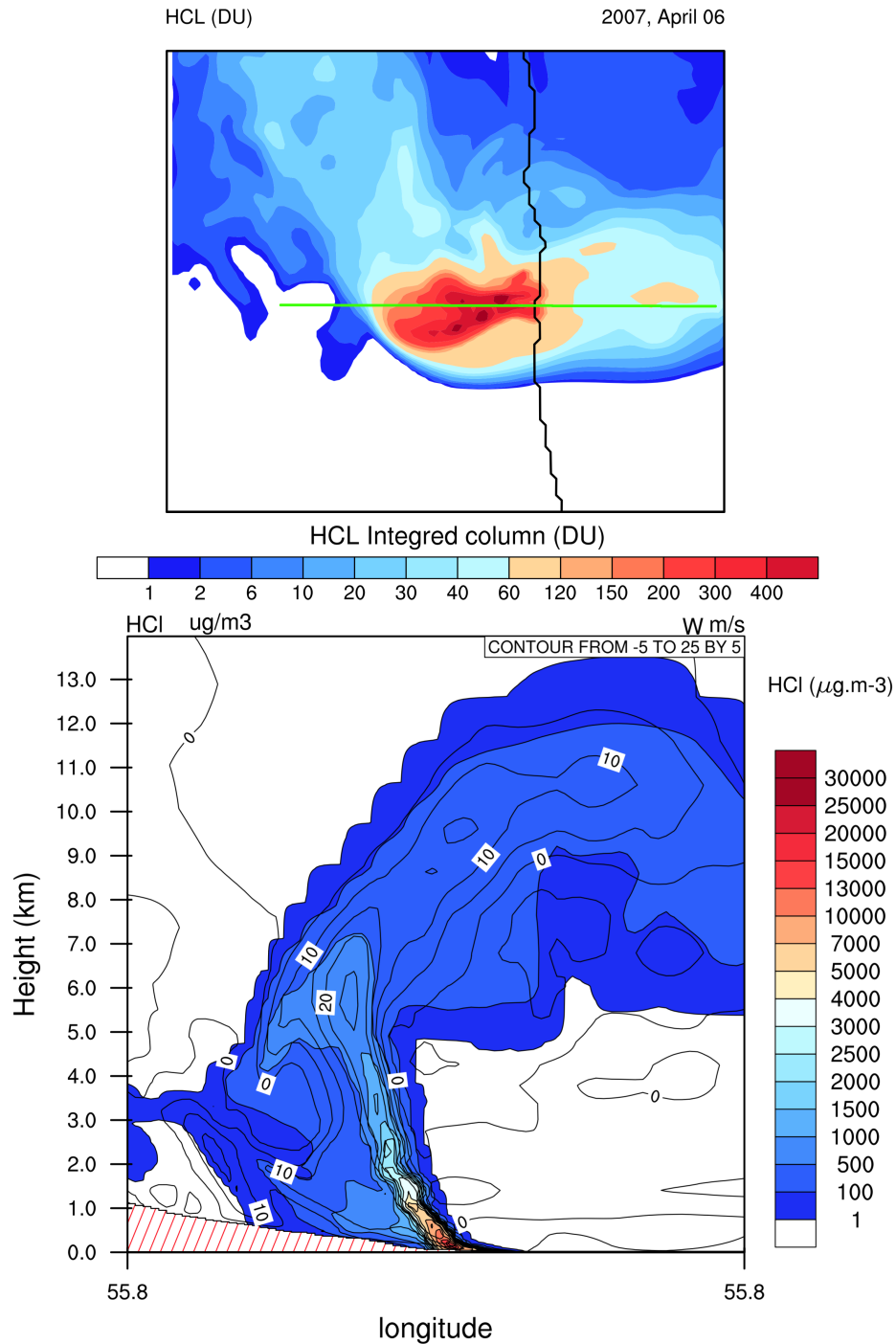


FIGURE 4.29 – En haut, colonne intégrée de HCl (en DU) pour le domaine à 100m de résolution le 6 avril à 00h UTC. La trace verte correspond à la coupe verticale (en bas) entre le niveau de la mer et 14 kilomètres d'altitude. Les isolignes correspondent aux vitesses verticales du vent (en m/s)

Lors des 3 premiers jours, le panache de HCl ne dépasse pas les 3.5km d'altitude (fi-

gure 4.28). Prés de la source d'émission, la colonne intégrée de HCl atteint 200 DU et est orientée sud-sud-ouest. À 3km plus à l'ouest, la charge en HCl est de 40 DU. Le 6 avril, la colonne intégrée de HCl atteint 400 DU et est orientée ouest-est (figure 4.29). Sur la coupe verticale associée à la trace verte, les vitesses verticales au sein de la colonne convective atteignent 25m/s à 6km d'altitude et jusqu'à 10m/s à 11km d'altitude. La hauteur d'injection du panache de HCl atteint 13km lors du maximum d'intensité de l'éruption, le 6 avril à 00h UTC. Les concentrations au sein du panache atteignent jusqu'à $15000 \mu g m^{-3}$ près de la surface, et deviennent faibles au-dessus de 8km d'altitude ($< 500 \mu g m^{-3}$). La colonne convective transportant le HCl est associée à la chaleur latente lors de l'émission de la vapeur d'eau lors de l'entrée de la lave en mer. Au-dessus de 6km d'altitude, les vents d'ouest transportent les polluants chlorés vers l'est. En dessous de 6km, les vents d'alizés transportent le panache de HCl vers l'ouest. On observe aussi que ce cisaillement vertical du vent oriente la convection vers l'ouest dans les basses couches et vers l'est en altitude.

Le 2,3 et 4 avril, la colonne intégrée de HCl (DU) simulée dans le domaine à 2km de résolution montre un panache de HCl de faible épaisseur (< 6 DU) transporté vers l'ouest sous l'influence des alizés (figure 4.30). Le 5 avril, une partie du panache de HCl est toujours dirigée vers l'ouest de la Réunion tandis qu'une autre partie du panache, transportée par la convection du panache Laze (chaleur latente) et influencée par des vents en altitude d'ouest, est transportée vers l'est (1 à 2 DU). Le 6 avril, la majeure partie du panache est transportée vers le nord (30 à 40 DU) tandis qu'une deuxième partie du panache, plus épaisse que la veille (1 à 10 DU), se retrouve au-dessus de l'île Maurice à l'est.

En comparaison avec la charge en SO_2 sur la période de simulation, la distribution de la charge en HCl est proche de celle du dioxyde de soufre pour les 4 premiers jours de simulation, transportée essentiellement à l'ouest de la Réunion du 2 au 5 avril avec une charge environ 30 fois plus faible. Le cisaillement des vents en altitude créé deux panaches à partir du 6 avril avec, au-dessus de la Réunion le panache de SO_2 (fortement chargé 350 DU) et plus à l'est le panache de HCl (faiblement chargé 1-10 DU).

Le panache de HCl se situe à 2.5km plus à l'est que le panache de SO_2 , du fait d'une convection du panache Laze plus intense que la convection située à la bouche éruptive. Le panache de HCl va en conséquence atteindre des altitudes plus élevées : une première partie du panache va être transportée à 5km d'altitude par des vents du sud ; au-dessus, de 6km et jusqu'à 14km d'altitude, une deuxième partie du panache est dirigée vers l'île Maurice. Il est intéressant de noter qu'aucune présence de charge en HCl n'est simulée au-dessus de la Réunion, indiquant que le panache de HCl est entièrement transporté au-dessus de la zone d'inversion des alizés, contrairement au panache de SO_2 .

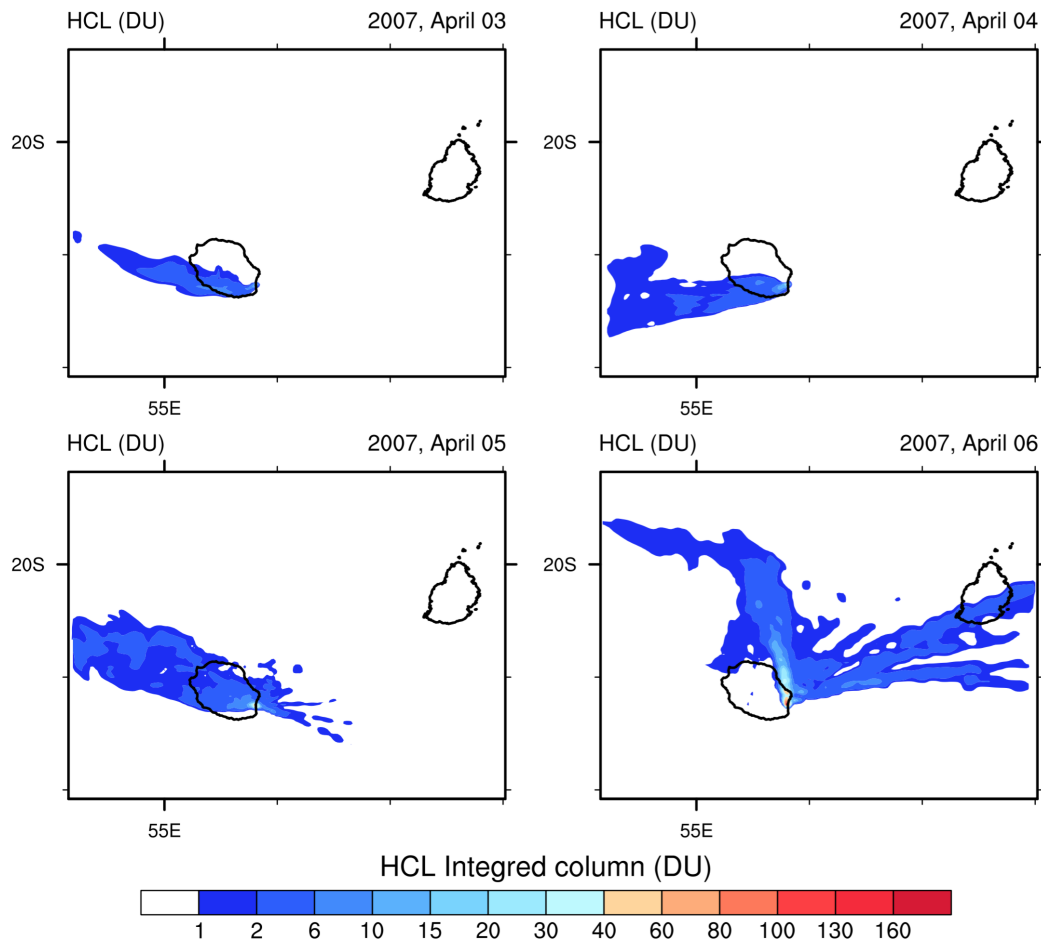


FIGURE 4.30 – Colonne intégrée de HCL (DU) entre le 3 avril et le 6 avril à 13h UTC pour le domaine à 2km de résolution.

4.5.4 Transport à grande échelle et comparaison avec les données Météosat

La convection du panache Laze simulée, ainsi que sa hauteur d'injection dans le modèle atmosphérique, peut être comparée aux données Météosat via la température de brillance. Sous Meso-NH, cette température de brillance synthétique peut être estimée (Chaboureau et al., 2002).

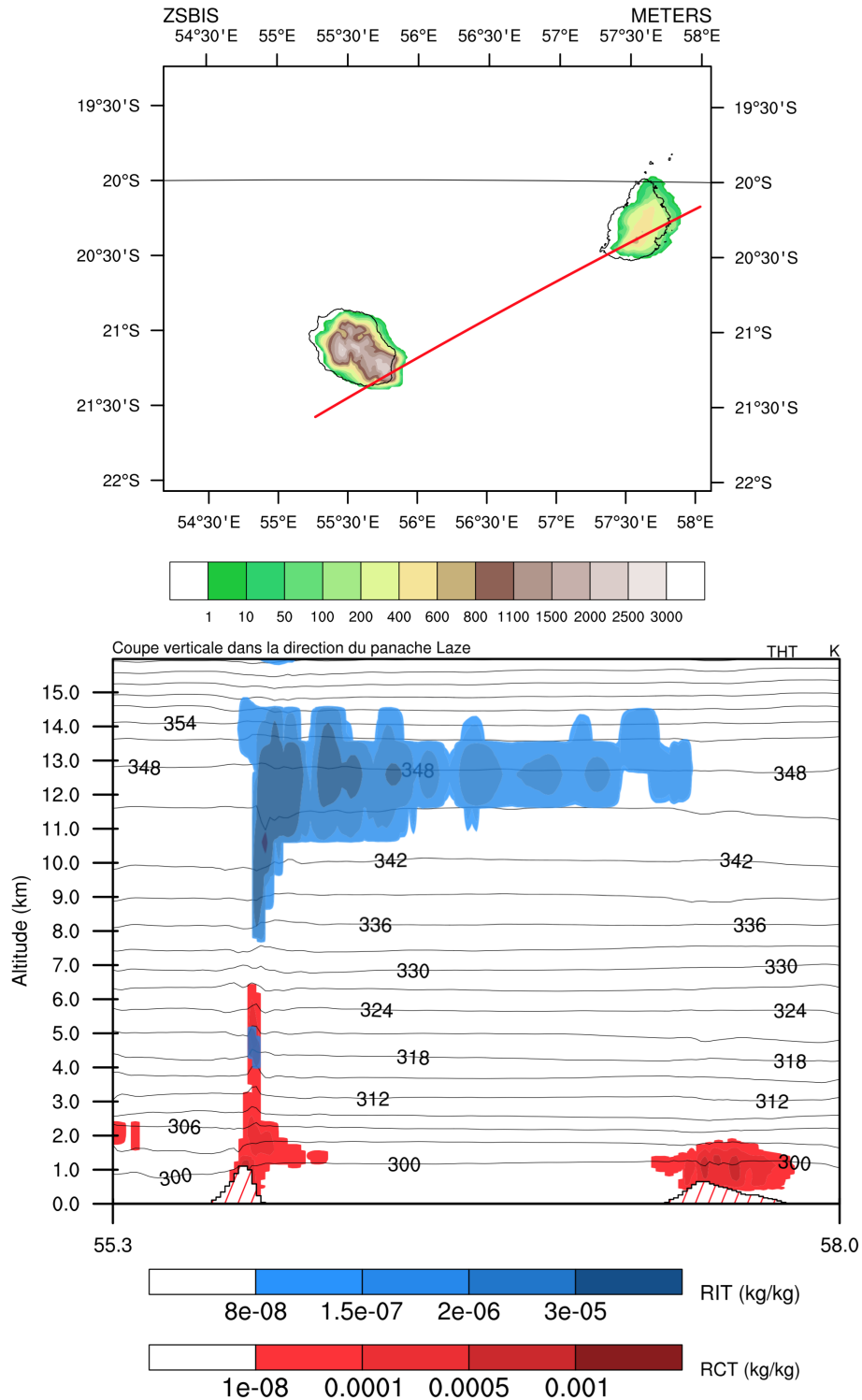


FIGURE 4.31 – En haut : coupe horizontale du domaine à 2km de résolution, en rouge la trace de la coupe verticale de la figure du bas. En bas : coupe verticale le 6 avril à 00h UTC passant de l'île de la Réunion à l'île Maurice, le long du panache Laze. Le champ en rouge correspond à l'eau nuageuse (kg/kg) et le champ bleu à l'eau en phase glace (kg/kg)

La figure 4.31 montre que la hauteur d'injection obtenue par le modèle atteint 14km d'altitude. Pour les 6 premiers kilomètres, le panache Laze est modélisé sous forme d'eau nuageuse (aussi visible sur la figure 4.26), puis sous forme de glace jusqu'à 14km. À 7km d'altitude, la rupture visible sur la figure 4.31 provient du fait que le panache n'est pas strictement vertical, mais très légèrement oblique (non montré ici). À 5km d'altitude, l'alternance de deux phases (nuageuse-glace-nuageuse) peut s'expliquer par la présence d'un noyau convectif au centre du panache Laze. Au sein de ce noyau convectif, l'air est plus chaud que son environnement, permettant la présence d'eau sous forme nuageuse à des altitudes où la température de l'air ambiant est inférieure à 0°C.

L'extension horizontale du panache s'étend jusqu'à l'île Maurice. Une instabilité thermique de quelques Kelvins est visible à l'aplomb de la zone d'émission de la vapeur d'eau jusqu'à 14km. Les contenus en eaux dans la phase glace atteignent des valeurs supérieures à 0.03 g/kg à 12km d'altitude et entre 0.1 et 0.5 g/kg pour la phase nuageuse à 2km d'altitude.

En comparant les températures de brillance obtenues avec Meso-NH et les températures de brillance obtenues par Météosat, le modèle atmosphérique parvient à reproduire le début de l'empreinte visible par le panache Laze (le 5 avril 20h, figure 4.32). À 10h UTC le 6 avril (figure 4.33), la signature du panache Laze simulée par Meso-NH est moins étendue sur sa largeur que sur l'observation Météosat. L'extension horizontale simulée est ici moins étendue que sur les observations (environ 200km simulé contre 300km pour Météosat). Les températures de brillance simulées sont 15°K plus faibles près de la zone d'émission du panache Laze (206°K contre 220°K observés). Cette différence de température indique que le panache Laze simulé atteint une altitude plus élevée (environ 2km).

Pour expliquer la différence d'extension horizontale entre le panache simulé et le panache observé le 6 avril, la figure 4.33 montre les différents régimes de vents simulés à 5km (flèches en blanc), 7km (flèches en vert), 9km (flèches en bleu) et 11km (flèches en noir). Cette figure montre la présence d'un cisaillement de vent entre ces différentes altitudes :

- A 5km d'altitude, le vent est orienté nord-est (45°).
- A 7km d'altitude, le vent est orienté est-nord-est (80°).
- A 9km d'altitude, le vent est orienté nord-est (60°).
- A 11km d'altitude, le vent est orienté nord-est (60°).

Ainsi le régime de vent à 5km d'altitude permet d'expliquer la zone de détrainement du panache Laze observée par Météosat le 6 avril à 10h UTC, orientée au nord-est. Cette altitude constitue la base du panache Laze. Le régime de vent à 7km d'altitude transporte la partie la plus au sud du panache Laze à l'est-sud-est. Au-dessus, les régimes de vent sont unidirectionnels (nord-est). La faible extension nord-sud du panache Laze simulé par Meso-NH est due à une hauteur d'injection trop élevée, transportant le panache Laze entre 10 et 14km d'altitude, où les régimes de vent sont unidirectionnels. Cette analyse est en cohérence avec les températures de brillance trop élevées simulées par Meso-NH.

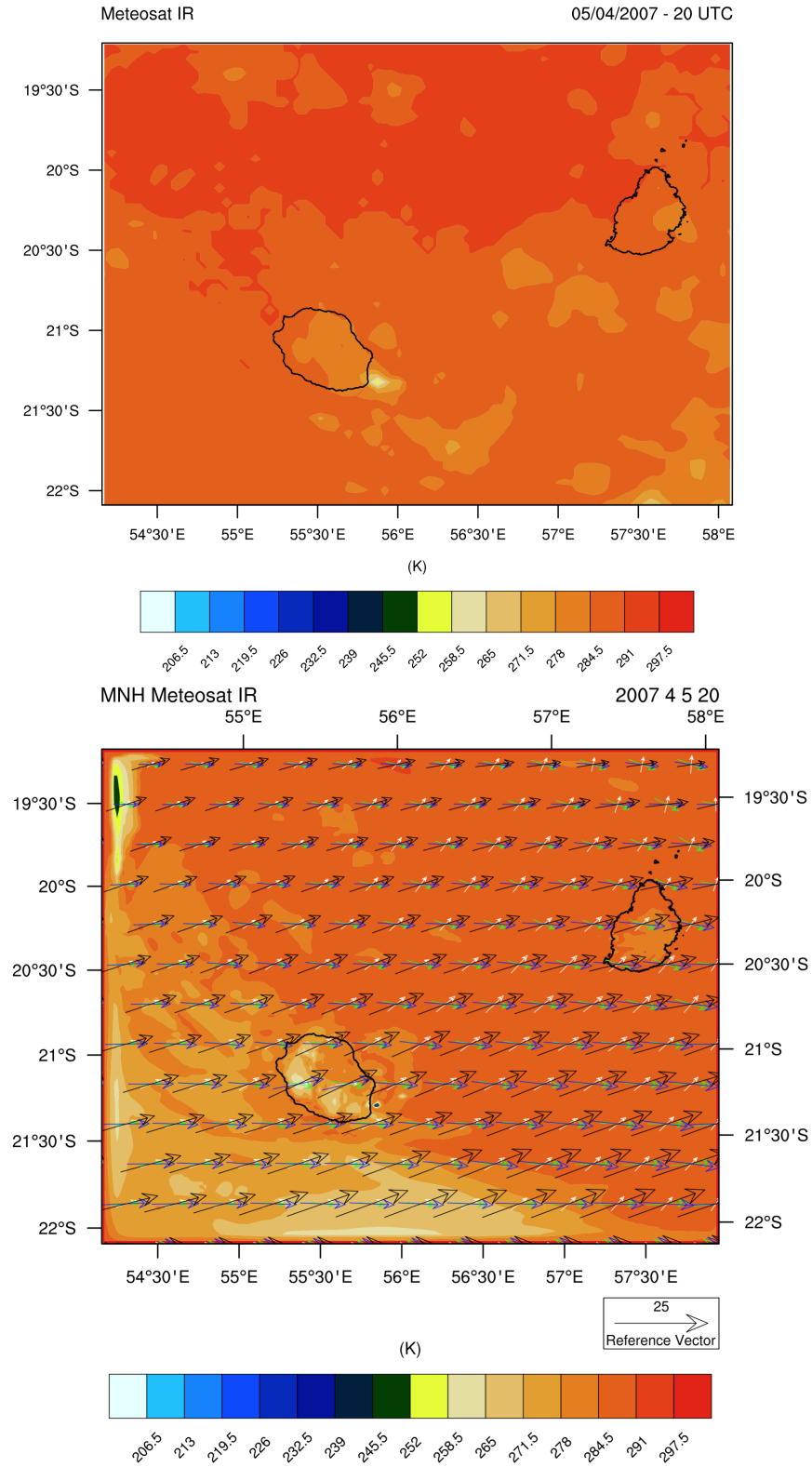


FIGURE 4.32 – Cartes des températures de brillances pour Météosat (en haut) et pour Meso-NH (en bas) le 5 avril 20h UTC. Les flèches correspondent aux régimes de vent à 5km (flèches en blanc), 7km (flèches en vert), 9km (flèches en bleu) et 11km (flèches en noir).

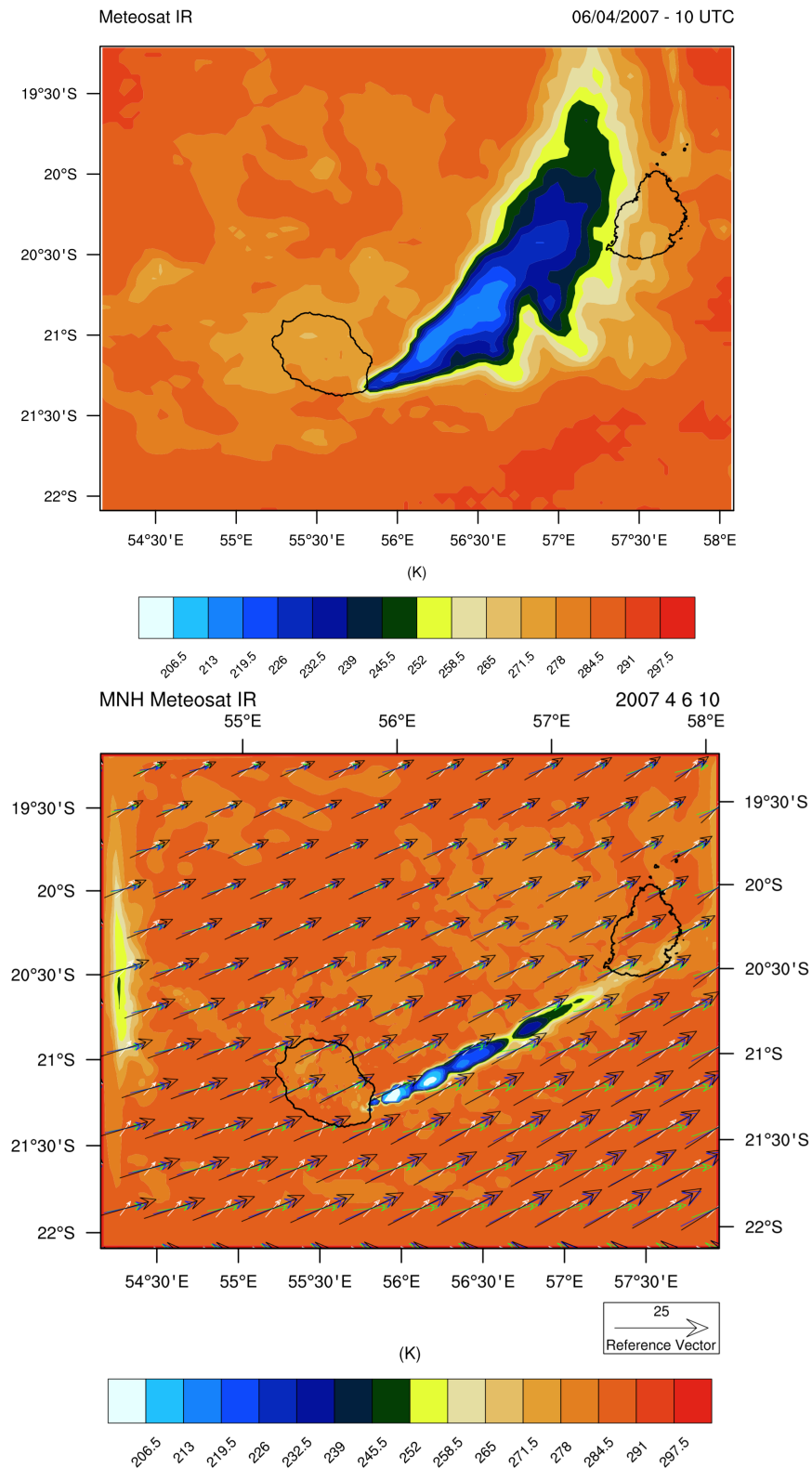


FIGURE 4.33 – Cartes des températures de brillances pour Météosat (en haut) et pour Meso-NH (en bas) le 6 avril 10h UTC. Les flèches correspondent aux régimes de vent à 5km (flèches en blanc), 7km (flèches en vert), 9km (flèches en bleu) et 11km (flèches en noir).

4.6 Interaction entre les 3 types de convection

4.6.1 Objectifs et méthodologie

Il a été montré sur la figure 4.2 les rétroactions positives des flux de chaleur sur la convection et le transport de SO_2 . Cette dernière partie aura pour objectif d'étudier l'organisation des 3 types de convections : au cratère, au-dessus de la coulée de lave et au-dessus de l'entrée de la lave en mer.

Pour cela, deux tests de sensibilités ont été réalisés. Le premier test de sensibilité "NO-LAZE" consiste à supprimer l'émission de la vapeur d'eau lors de l'entrée de la lave en mer, et donc de supprimer en conséquence la convection provenant du panache Laze.

Le deuxième test de sensibilité consiste à supprimer toute chaleur sensible provenant de la coulée de lave et de la bouche éruptive.

Pour les deux tests de sensibilités, la simulation commence le 5 avril à 00h UTC et se termine le 6 avril à 00h UTC.

4.6.2 Tests de sensibilités - Sans panache Laze

En supprimant l'émission de vapeur d'eau lors de l'entrée de la lave en mer on reproduit seulement i) la convection au-dessus de la coulée de lave et ii) celle paramétrée au-dessus de la bouche éruptive (voir chapitre 3). Au-dessus de la lave, on modélise une zone convective qui atteint 5km d'altitude. Au-dessus du cratère le panache atteint les 2km asl, soit environ 1km au-dessus de la surface. Ainsi la vitesse verticale du vent maximale simulée est de 16m/s à 4km d'altitude (figure 4.34). Une zone modérément instable est visible à 3 endroits sur la coulée de lave pour les 2 premiers kilomètres avec $\partial\theta/\partial z = -3\text{K/km}$ (non montré). La forme de la zone convective au-dessus de la coulée de lave est influencée par le régime d'alizé. Le développement vertical en bord de mer est faible (100m). L'addition des vents d'alizé, avec les mouvements verticaux associés aux flux de chaleurs sensibles crée une convection oblique avec un noyau maximum de 19m/s positionné à l'ouest du cratère.

La différence des champs de température et de vitesses verticales du vent entre la simulation de référence et la simulation sans panache Laze montrent que sans panache Laze, la convection dans la zone d'éruption est fortement diminuée (figure 4.35). Une anomalie positive de température (+6K) et de vitesse verticale de vent (25m/s) est visible à l'est, correspondant à l'absence de la convection provenant du panache Laze.

Une anomalie positive est aussi visible à l'emplacement de la convection au-dessus de la bouche éruptive (+6K et +25m/s à 4.5km).

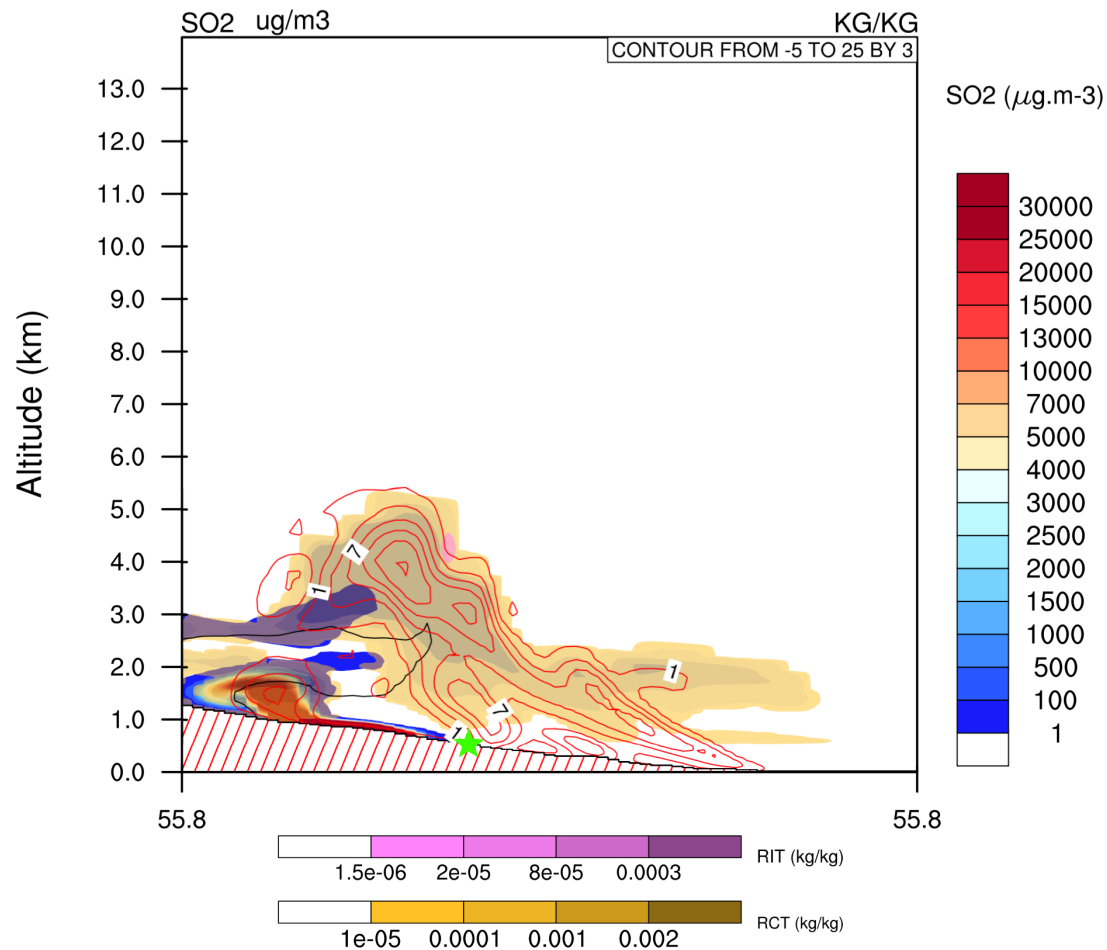


FIGURE 4.34 – Coupe verticale jusqu'à 14km pour la simulation sans flux de vapeur d'eau lors de l'entrée de la lave en mer suivant la trace de la figure 4.8. Les isolignes correspondent aux vitesses verticales du vent (en m/s). Le panache jaune correspond à la présence d'eau nuageuse (kg/kg). L'étoile verte correspond à l'emplacement de la bouche éruptive.

La convection profonde du panache Laze force une zone de subsidence et limite la convection au-dessus de la coulée de lave. Cette subsidence renforce positivement la convection au-dessus de la bouche éruptive ($dT=+4K$ et vitesse verticale de $+6m/s$). Les deux systèmes convectifs se renforcent mutuellement au détriment d'une convection moins énergétique au-dessus de la coulée de lave ($dT=-6K$ et vitesse verticale de $-8m/s$). La cellule convective générée par le panache Laze atteint 10km d'altitude. Sous le régime de vent d'alizé elle est orientée vers l'ouest sur les 4 premiers kilomètres, verticale entre 4 et 8km puis elle est orientée vers l'est entre 8 et 11km. La cellule convective au-dessus de la bouche éruptive atteint 9km d'altitude. Elle est fortement orientée vers l'ouest sur le premier kilomètre, puis orientée vers l'ouest jusqu'à 9km d'altitude.

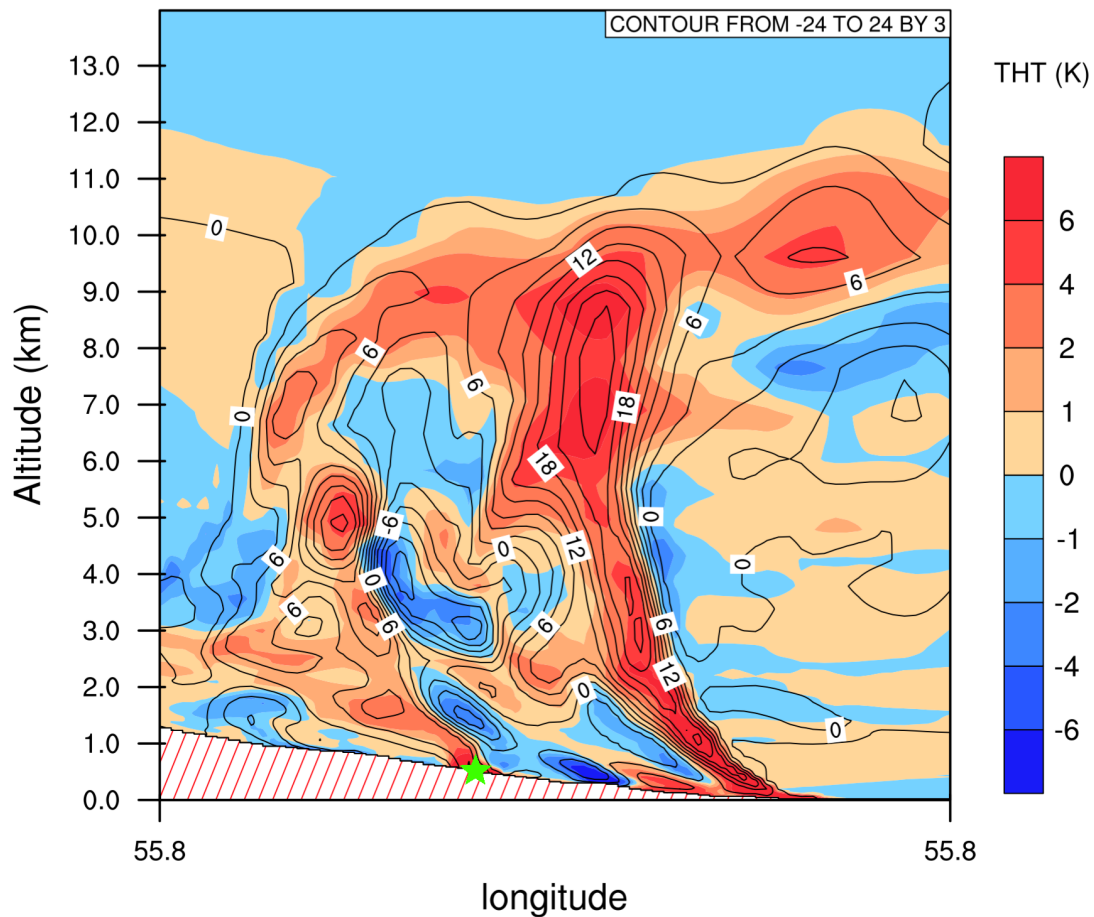


FIGURE 4.35 – Différence des champs de température et de vitesses verticales du vent entre la simulation référence et la simulation sans panache Laze le 6 avril à 00h UTC. L'étoile verte correspond à l'emplacement de la bouche éruptive.

4.6.3 Tests de sensibilités - Sans chaleur provenant de la coulée de lave

En supprimant les flux de chaleur sensible provenant de la coulée de lave, seule la convection créée par la chaleur latente du panache Laze est modélisée (figure 4.36). Ainsi la vitesse verticale maximale simulée est de 16m/s à 4km d'altitude. Une zone instable est visible pour les deux premiers kilomètres avec $\partial\theta/\partial z = -6\text{K/km}$ (non montré). Très peu de convection est visible à l'ouest du panache, les vitesses verticales ne dépassent pas les 3m/s, signifiant qu'il n'y a peu d'influence de la convection au-dessus de la coulée de lave sur la hauteur d'injection au-dessus du cratère. La cellule convective du panache Laze atteint 13km d'altitude, soit 2km plus haut que la simulation "REF". Le panache Laze est orienté vers l'est jusqu'à 3km d'altitude, puis est vertical jusqu'à 7km et enfin vers l'est jusqu'à 13km.

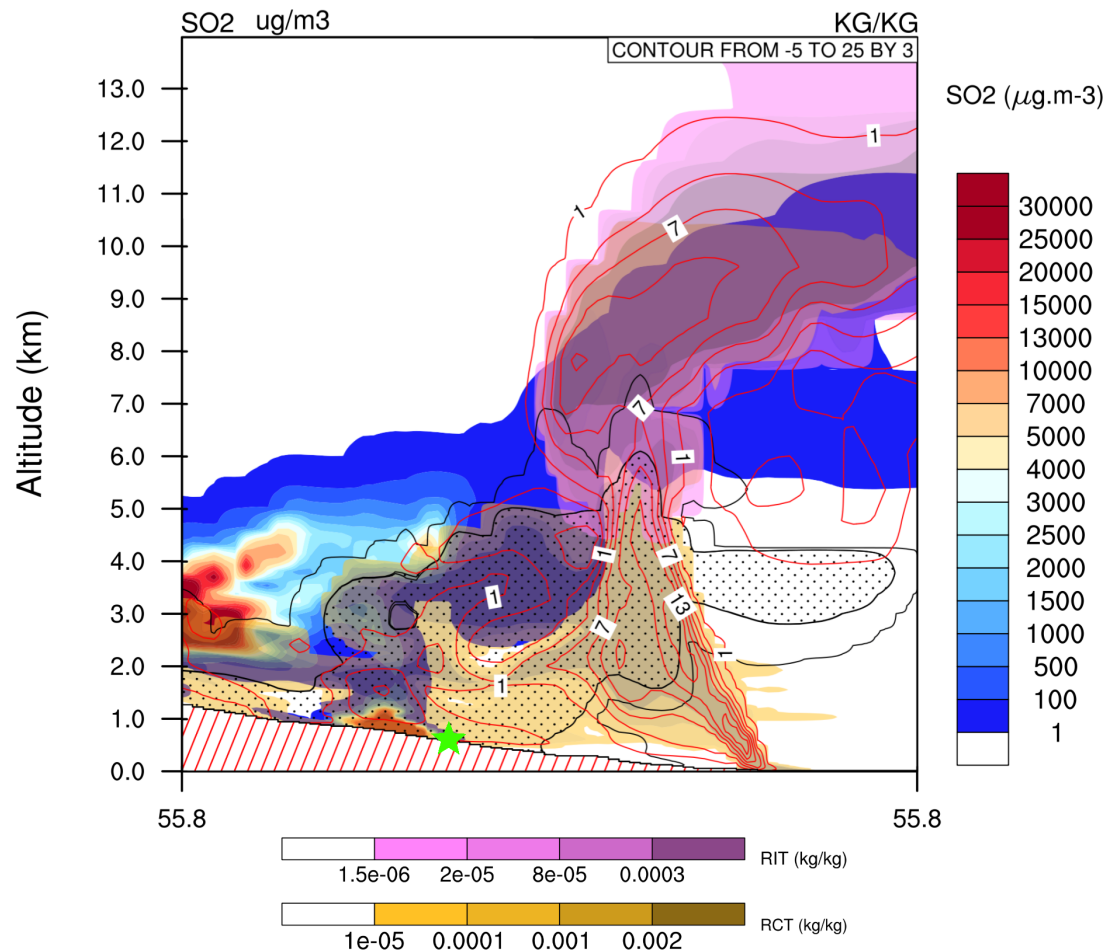


FIGURE 4.36 – Coupe verticale jusqu'à 14km pour la simulation sans flux de chaleur sensible provenant de la coulée de lave suivant la trace de la figure 4.8. Les isolignes correspondent aux vitesses verticales du vent (en m/s). Le panache jaune correspond à la présence d'eau nuageuse (kg/kg), le panache rose à la présence d'eau dans la phase glace (kg/kg). L'étoile verte correspond à l'emplacement de la bouche éruptive.

La différence des champs de température et de vitesses verticales du vent entre la simulation sans flux de chaleur sensible provenant de la coulée de lave et la simulation de référence montrent que sans flux de chaleur sensible, la convection du panache Laze est orientée plus à l'ouest (forte anomalie négative à l'est (-6K et -26m/s) du panache Laze). Une forte anomalie positive de température (+6K) et de vitesse verticale de vent (18m/s) est visible, due à la réorientation du panache.

Une anomalie positive modérée est simulée à l'emplacement de la convection au-dessus de la bouche éruptive (+4K et +15m/s à 5km). Contrairement à l'étude précédente, l'intensité de la convection associée au panache Laze interagit avec la convection au cratère en la renforçant localement.

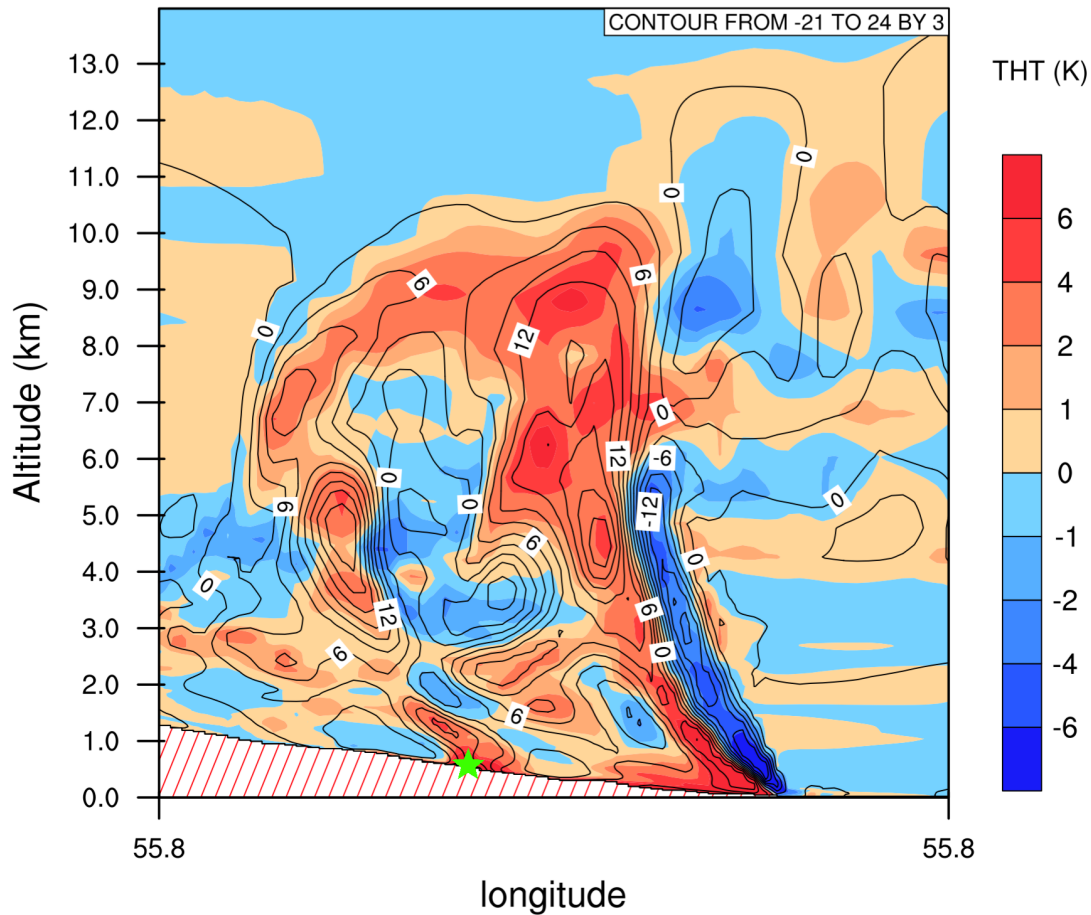


FIGURE 4.37 – Différence des champs de température et de vitesses verticales du vent entre la simulation référence et la simulation sans flux de chaleur sensible provenant de la lave le 6 avril à 00h UTC. L'étoile verte correspond à l'emplacement de la bouche éruptive.

Sans flux de chaleur sensible provenant de la coulée de lave et de la bouche éruptive, la convection associée au panache Laze atteint la même altitude que dans la simulation référence (vitesse verticale maximale supérieure +18m/s au sein de la colonne convective, altitude de détrainement du panache à 10km d'altitude). Cependant la colonne convective est ici plus orientée vers l'est. En effet, en présence des flux de chaleur sensible provenant de la coulée de lave, la brise générée par celle-ci (figures 4.2 et 4.12) va sur la première centaine de mètres, créer une convergence des vents horizontaux en surface. Cette accélération des vents en surface dans la zone d'émission de la vapeur d'eau va transporter rapidement le panache Laze vers l'ouest. En l'absence des flux de chaleur sensible et donc en l'absence de l'appel d'air créé par la convergence des vents en surface, le panache Laze est plus vertical, et donc plus à l'est.

Le noyau de subsidence simulé dans la figure 4.35 entre la cellule convective du panache Laze et la cellule convective de la bouche éruptive est ici moins fort et moins étendu. L'intensité de la zone de subsidence (par conservation) est donc plus faible sur ce deuxième test de sensibilité.

Chapitre 5

Conclusions générales et perspectives

5.1 Conclusions

Les éruptions volcaniques et la dispersion atmosphérique de panaches chargés de gaz volcaniques et de cendres représentent un grand danger pour les populations ainsi qu'un facteur de risque pour le trafic aérien. L'exemple récent de l'éruption du Eyjafjallajökull en avril 2010 a généré une perte économique de l'ordre de 4.7 milliards d'euros.

Cependant, l'impact des éruptions volcaniques de type effusif sur le climat reste méconnu alors que les rejets associés à ces éruptions émettent annuellement plus de polluants que les éruptions explosives beaucoup plus rares (Mather et al., 2003).

Le volcan du Piton de la Fournaise, situé au sud-est de l'île de La Réunion, fait partie des volcans les plus actifs au monde, avec le Kilauea, le Stromboli et l'Etna. Depuis 1998, une ou plusieurs éruptions se produisent chaque année avec un dégazage notable de dioxyde de soufre (SO_2) (Staudacher et al., 2009; Bhugwant et al., 2009). Il est aussi l'un des volcans les plus étudiés et les plus surveillés depuis 25 ans grâce à l'Observatoire Volcanique du Piton de la Fournaise (OVPF), installé à Bourg-Murat. L'OVPF possède désormais un réseau de sismomètres afin de prévoir puis d'analyser le comportement du Piton de la Fournaise. Seule une attention réduite était portée aux dangers potentiels du panache de gaz et de poussières exhalés lors des éruptions du Piton de la Fournaise. L'éruption d'avril 2007, d'une ampleur exceptionnelle, a montré que des panaches fortement chargés en dioxyde de soufre (SO_2), en acides ainsi qu'en fines particules de lave (cheveux de Pélé) et cendres volcaniques, pouvaient impacter directement des zones très rapidement.

L'objectif principal de cette thèse était de modéliser les processus éruptifs de surface, les rejets chimiques et thermodynamiques associés et le vieillissement physico-chimique des panaches volcaniques, avec pour cas d'étude cette éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise. Cette thèse s'est déroulée en deux temps :

L'objectif de la première étude a été de reproduire par modélisation numérique la dynamique physico-chimique du soufre entre le 2 et 7 avril, de la distribution spatiale à une quantification précise des concentrations en soufre et en sulfate à l'échelle de la Réunion. Il a été nécessaire dans un premier temps d'estimer les différents flux thermodynamiques et chimiques pouvant affecter la distribution des polluants volcaniques. La modélisation a

été effectuée avec le modèle atmosphérique Meso-NH, ainsi que SURFEX pour la représentation schématique de la coulée de lave. En première approche, la coulée de lave a été représentée de façon basique dans SURFEX par une simple ligne d'émission potentielle de flux de chaleur. Cette représentation implique deux grandes approximations pour la coulée de lave. La première est la représentation schématique de la forme de coulée de lave, loin de la forme triangulaire observée. La deuxième est relative à la représentation statique de cette coulée sous SURFEX, puisque l'évolution de la coulée de lave n'est pas intégrée dans le temps. L'augmentation des flux de chaleur, engendrée par la propagation de la coulée de lave est modélisée en multipliant la ligne d'émission potentielle avec un coefficient proportionnel à l'intensité de l'éruption.

Deux études de sensibilité ont été menées pour évaluer l'importance des flux de chaleur sur la convection au-dessus de la zone d'éruption, et donc de la distribution verticale et horizontale de ces polluants volcaniques. La deuxième étude de sensibilité permettait de montrer l'influence de l'activation de la chimie en phase aqueuse sur les concentrations en surface lors du maximum d'intensité de l'éruption. Pour valider les simulations, celles-ci ont été comparées avec les observations des concentrations de SO_2 en surface, ainsi que des observations satellitales ou in situ.

La simulation de référence a permis d'obtenir des ordres de grandeur en accord avec les observations de l'ORA. La principale conclusion de l'étude est que le flux de chaleur au-dessus de la coulée de lave est le paramètre le plus important à prendre en compte. Sans cet apport additionnel de flux de chaleur, les concentrations simulées en surface sont de 20 à 35 fois supérieures aux observations. Cet apport énergétique additionnel permet d'injecter les rejets volcaniques hors de la couche limite atmosphérique, en développant la convection. Le 5 avril, la simulation arrive à reproduire une convection suffisante pour transporter le SO_2 au-dessus de la zone d'inversion des alizés comme observé par le LIDAR spatial CALIPSO. Lorsque la zone d'inversion des alizés est marquée, le gradient thermique associé agit comme une barrière dynamique qui peut confiner le panache dans les basses couches atmosphériques. Cette simulation a permis d'identifier les points à améliorer. Premièrement la nécessité d'augmenter la résolution horizontale en y ajoutant un troisième modèle d'une résolution de maille de l'ordre de la centaine de mètres pour permettre de représenter le panache de vapeur d'eau lors de l'interaction lave/océan, ainsi que de mieux représenter les circulations locales très complexes de la Réunion. Deuxièmement, un couplage avec le modèle de surface ForeFire est nécessaire afin d'améliorer la représentation et l'automatisation de l'évolution de la propagation de la coulée de lave et des rejets volcaniques associés. La représentation spatiale de la coulée de lave avec ForeFire, à plus haute résolution, est nécessaire pour affiner la dynamique et la microphysique du panache à l'aplomb de l'éruption et dans la région de pénétration de la lave en mer.

La deuxième partie de cette thèse avait pour but de réaliser une simulation en 3D à très haute résolution (de 2km à 100m de résolution horizontale) de la distribution du soufre volcanique en intégrant une représentation implicite de la convection et une représentation explicite des flux de chaleurs associés à la lave et à l'entrée de la lave en mer. Une analyse sur le panache Laze (panache de vapeur d'eau et d'acide chlorhydrique lors de l'entrée de la lave en mer) devait être réalisée afin de déterminer la hauteur de détrainement du pa-

nache et donc de reproduire sa dynamique de transport. Pour cela, trois domaines ont été imbriqués de 2 km à 100m de résolution horizontale. Cette étude de modélisation couplait simultanément (i) la dynamique atmosphérique méso-échelle provenant de Meso-NH, (ii) un module de chimie en phase gazeuse, et (iii) un modèle de surface simulant une propagation de coulée de lave (ForeFire). Tous les flux (chaleur, vapeur, SO₂, CO₂ et HCl) sont déclenchés en ligne et sont fonction de la dynamique du front de propagation.

Deux tests de sensibilités ont été réalisés sur la journée du 5 avril afin d'analyser les interactions dynamiques entre les différentes convections : au cratère et au-dessus de la lave (flux de chaleur sensible) et lors de l'entrée de la lave en mer (flux de chaleur latente). Cette étude a pour but de conclure sur la nécessité de représenter les 3 convections pour représenter de façon satisfaisante les transports et les dépôts des polluants volcaniques.

Afin de répondre aux différents objectifs, la simulation a été couplée avec le modèle de propagation de coulée de lave provenant de ForeFire. Ce dernier est un modèle de surface de haute résolution (potentiellement de l'ordre du mètre) permettant la propagation d'un front sur une surface. Destiné dans un premier temps à la propagation des feux de forêt, nous avons adapté le code de ForeFire afin de représenter au mieux la propagation des coulées de lave. La dynamique du front lagrangien représentant la propagation de la coulée de lave est alors utilisée pour construire un champ de «temps d'arrivée» à haute résolution. Ce champ des temps d'arrivée permet de déclencher un certain nombre de modèles du flux thermodynamiques et chimiques. Les différents flux chimiques, tels que le SO₂ à la bouche éruptive, le CO₂ lors du brulage des forêts, le HCl et la vapeur d'eau provenant de l'interaction de la coulée de lave avec l'océan (panache Laze) ont été implémentés grâce à ce modèle de flux initié dans ForeFire. Afin d'améliorer la convection peu profonde peu adaptée à la phénoménologie d'une éruption volcanique, la paramétrisation de la convection volcanique réalisée par S.Sivia a été intégrée à cette simulation. Suite à de nombreux bugs, la simulation incluant le module de chimie en phase aqueuse n'a pas pu être effectuée. L'absence du lessivage de dioxyde de soufre ainsi que les transformations chimiques au sein des nuages créés des surestimations des concentrations de soufre à la surface.

La simulation intégrant l'ensemble des développements réalisés pendant cette thèse parvient à reproduire les concentrations en surface en SO₂ entre le 2 et le 5 avril. Cependant, et contrairement à la première simulation, le modèle numérique ne parvient pas à garder des concentrations faibles le 6 avril (jusqu'à 5000 $\mu\text{g m}^{-3}$ simulés contre quelques dizaines de $\mu\text{g m}^{-3}$ mesurés). En effet la convection profonde au-dessus de la coulée de lave n'est pas assez importante lors de cette dernière journée de simulation. L'absence de l'implémentation du flux de vapeur d'eau à la bouche éruptive (chaleur latente manquante), ainsi qu'une paramétrisation de la convection peu profonde sur un nombre insuffisant de niveaux verticaux du modèle Meso-NH ne permettent pas de transporter les polluants volcaniques jusqu'à 7km d'altitude, altitude de détrainement du panache de SO₂ observée le 6 avril. La deuxième raison provient de l'absence de l'activation dans le modèle numérique de la phase aqueuse. Le lessivage, ainsi que les transformations chimiques au sein des nuages, aurait probablement permis de réduire sensiblement les concentrations en dioxyde de soufre en surface.

Pour le panache de CO₂ lors du brûlage des forêts primaires, les fortes concentrations en CO₂ (10000 ppm) sont uniquement à proximité de la zone d'émission, les concentrations maximales à 2km de la source sont de 200ppm environ, soit 2 fois inférieures à la concentration actuelle dans l'atmosphère (385 ppm). Ainsi les panaches de CO₂ simulés ont très peu d'impact sur la concentration régionale en CO₂.

Malgré le peu de mesures de précipitations disponibles pendant cette éruption, les trois stations simulées par Meso-NH ne sont pas en accord avec les mesures provenant de Météo-France. Cependant, comme pour la première simulation, de fortes précipitations cumulées sont simulées à l'ouest de la bouche éruptive. Ces fortes précipitations sont simulées à partir du milieu de la journée du 5 avril jusqu'au 7 avril, en accord avec les conditions météorologiques observées in situ.

Concernant la distribution et le transport du panache Laze, en comparant les températures de brillance obtenues avec Meso-NH et les températures de brillance obtenues par Météosat, le modèle atmosphérique simule des températures plus froides de l'ordre de 15°K, soit un plafond du panache Laze 2km au-dessus des observations (altitude de détrainement du panache Laze à 12-14km). L'extension horizontale du panache simulé n'est pas aussi étendue en comparaison avec les observations. Cette faible extension nord-sud du panache Laze simulé par Meso-NH est due à une hauteur d'injection trop élevée, transportant le panache Laze entre 10 et 14km d'altitude, où les régimes de vent sont unidirectionnels. Une étude des régimes de vents à plus basse altitude montre que la base du panache Laze devait se situer à 5km d'altitude et le plafond à 10km d'altitude.

La mise en place des différentes convections (panache Laze, convection au-dessus de la coulée de lave et convection au-dessus de la bouche éruptive) a montré une interaction complexe entre elles. La convection générée par les flux de chaleur sensible au-dessus de la coulée de lave crée une brise thermique. Cette brise thermique crée alors un appel d'air en surface ayant pour conséquence de transporter sur les plus basses couches (jusqu'à 100m d'altitude) le panache Laze. Ainsi la convergence des vents en surface transporte le panache Laze plus à l'ouest. Dans la simulation référence "REF" intégrant l'ensemble des convections, les deux systèmes convectifs (au-dessus de la bouche éruptive et la convection liée au panache Laze) se renforcent mutuellement. Entre ces deux cellules convectives, une forte zone de subsidence se crée, limitant la convection générée par le flux de chaleur sensible provenant de la coulée de lave.

5.2 Perspectives générales

Les deux simulations présentées dans cette thèse ont permis de mettre en avant et d'identifier les principaux processus nécessaires à la bonne représentation dynamique du transport des panaches volcaniques lors de l'éruption d'avril 2007. Cependant, une amélioration ma-

jeune sera apportée lors de l'activation de la chimie en phase aqueuse dans les prochaines simulations. La non-représentation des transformations chimiques multi-phasiques et du lessivage impacte dans nos simulations les résultats à partir du 5 avril (début de la période de précipitations dans la zone d'éruption) et surtout du 6 avril (maximum d'intensité éruptive et période maximale de précipitations dans la zone d'éruption). L'activation de la chimie aqueuse dans les simulations permettra d'étudier la transformation du soufre volcanique en pluie acide et des dépôts associés. La dernière voie d'évolution du soufre concerne ses interactions avec la phase aérosol. Une deuxième perspective de ce travail consistera donc à introduire les divers aérosols naturels et éventuellement anthropiques afin d'évaluer les voies de connexion du soufre avec les particules. Cette perspective permettra notamment de quantifier la transformation du soufre par nucléation homogène en petits aérosols (mode de nucléation) ou d'absorption sur les aérosols préexistants.

A la bouche éruptive, la simulation intégrée a permis de mettre en avant un manque de convection à l'aplomb du cratère lors de la période paroxysmale de l'éruption. Dans les futures simulations, des tests de sensibilités devront être menés, en modifiant le nombre de niveaux verticaux dans Meso-NH affectés par la paramétrisation de la convection peu profonde de S.Sivia. De même, les flux intenses de vapeur d'eau dégazés au cratère n'ont pas pu être modélisés, impactant la colonne convective par la non-représentation de la chaleur latente au-dessus de la bouche éruptive.

Dans la zone d'entrée de lave en mer, la convection simulée par le modèle atmosphérique est trop élevée, injectant les polluants à des altitudes trop élevées (10-14km simulé contre 5-10km observé). Des tests de sensibilités devront à nouveau être effectués afin d'estimer de façon plus précise l'émission de vapeur d'eau en surface générant le flux de chaleur latente.

Enfin, cette étude a permis de montrer l'influence de la stabilité atmosphérique sur les hauteurs d'injections des différents panaches volcaniques. Il serait intéressant de réaliser un certain nombre de tests de sensibilités évaluant précisément l'influence des conditions météorologiques et des régimes de vents.

Le volet modélisation des panaches volcaniques a été soutenu par le programme LE-FE/Chat depuis 2012 (programme MoPaV) et a permis le développement d'un programme plus large et ambitieux (STRAP) financé par l'ANR (programme blanc pour la période 2014-2018) et le labex ClerVolc. Le premier axe de l'ANR STRAP se concentre sur des mesures in situ permettant de mieux comprendre les processus nécessaires à paramétriser afin de bien représenter la convection dans les modèles numériques. Ainsi, cet objectif sera atteint grâce à l'évaluation quantitative des paramètres physico-chimiques au sein de diverses campagnes de mesures (de terrains, pétro-géochimiques, au sol et satellite). Trois sous tâches, avec des interactions fortes, peuvent être mises en avant :

- La première a pour but d'analyser les sédiments et les textures pyroclastiques provenant d'une coulée de lave afin de mieux cerner les flux de chaleur émis dans

l'atmosphère.

- La deuxième partie se concentre sur les bilans des gaz volatiles près des sources d'émission et donc de réaliser une évaluation quantitative des charges gazeuses et de leurs dynamiques. La phase gazeuse joue un rôle majeur au sein de la dynamique des panaches volcaniques, en particulier près de la bouche éruptive.
- Enfin, la troisième tâche est d'étudier la dynamique d'un panache de cendres, par satellite et mesures basées au sol, associée à la modélisation numérique. En effet la localisation et les concentrations de ces panaches, qui représentent une menace majeure, sont encore difficiles à évaluer.

Le deuxième axe vise à étudier le vieillissement du panache volcanique lors de son transport régional par les régimes de vent. L'objectif est d'étudier la formation d'aérosols secondaires à partir de précurseurs gazeux volcaniques (soufre, halogène) et leurs transformations en aérosols pour des cas d'émissions "passives" hors éruption (Stromboli) et pendant des éruptions (Etna et Piton de la Fournaise). Il convient aussi d'analyser les divers processus en compétition en milieu complexe tri-phasique (eau liquide, gaz, aérosol), encore difficile à mettre en évidence.

Ainsi le but est d'analyser et de documenter i) la transformation chimique de SO_2 et des halogènes dans les aérosols ii) évaluer l'impact de la présence d'une phase aqueuse sur les propriétés physico-chimiques du nuage volcanique et de son évolution dans le temps et iii) documenter l'évolution du nombre et de la distribution en taille des aérosols à proximité et à distance de la source émettrice. A l'échelle mondiale, l'objectif est d'améliorer la connaissance de la contribution de la nucléation des précurseurs volcaniques et des processus au sein des nuages sur la charge globale en particule qui pourrait impacter le climat à travers leurs effets directs et indirects. Ainsi il est nécessaire de paramétrer la formation des aérosols submicroniques (nucléation, équilibres gaz-particules) des panaches volcaniques dans le but ultime de les inclure dans les modèles de climats et dans des modèles de sécurité aérienne type VACC. En amont, une analyse est nécessaire sur les distributions dimensionnelles des particules (particules fines, cendres) et des dépôts gazeux, aérosols et pluies acides à l'échelle d'une île volcanique afin de mieux cerner les risques environnementaux mis en jeu.

Dans cette optique, des premiers résultats ont pu être obtenus par une série de campagnes de mesures consécutives aux 4 éruptions survenues au Piton de la Fournaise en 2015. De nombreuses mesures sur la distribution en taille des aérosols et leur nombre ont pu être effectués près de la source, comme à distance (Observatoire du Maito, figure 5.1) et enfin par vol ULM.

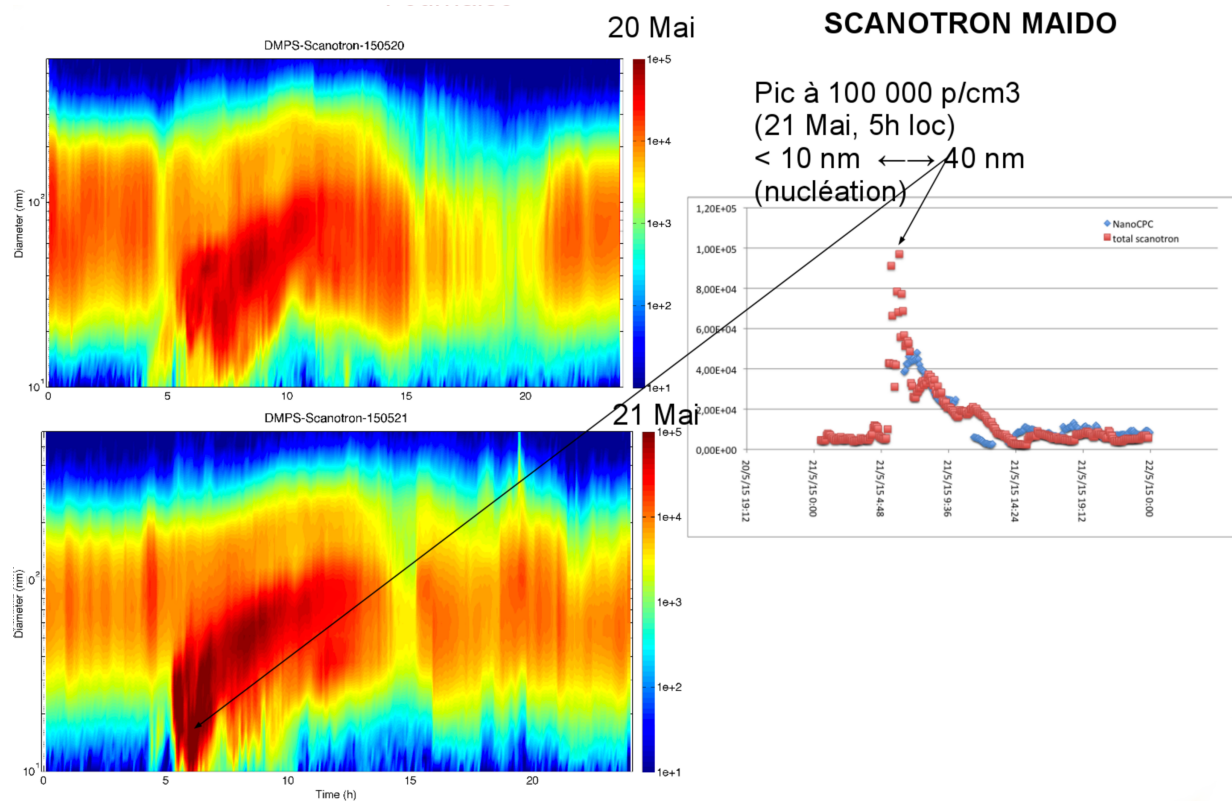


FIGURE 5.1 – Mesures de distribution en taille des aérosols au Maito le 20 et 21 mai 2015. Une forte concentration en aérosol est visible à l'aplomb de l'observatoire du Maito avec environ 100000 particules/cm³.

Annexe A

Annexe

Sommaire

A.1	Observation satellitales provenant du capteur OMI dans le bassin de l’océan Indien duran l’éruption	188
A.2	Code source des modèles de flux de ForeFire	190
A.2.1	Flux de SO ₂ à la bouche éruptive	190
A.2.2	Flux de CO ₂	191
A.2.3	Flux de chaleur provenant de la lave	193
A.2.4	Flux de vapeur d’eau dans le panache Laze	195
A.2.5	Flux de HCl dans le panache Laze	197

A.1 Observation satellitales provenant du capteur OMI dans le bassin de l'océan Indien d'uran l'éruption

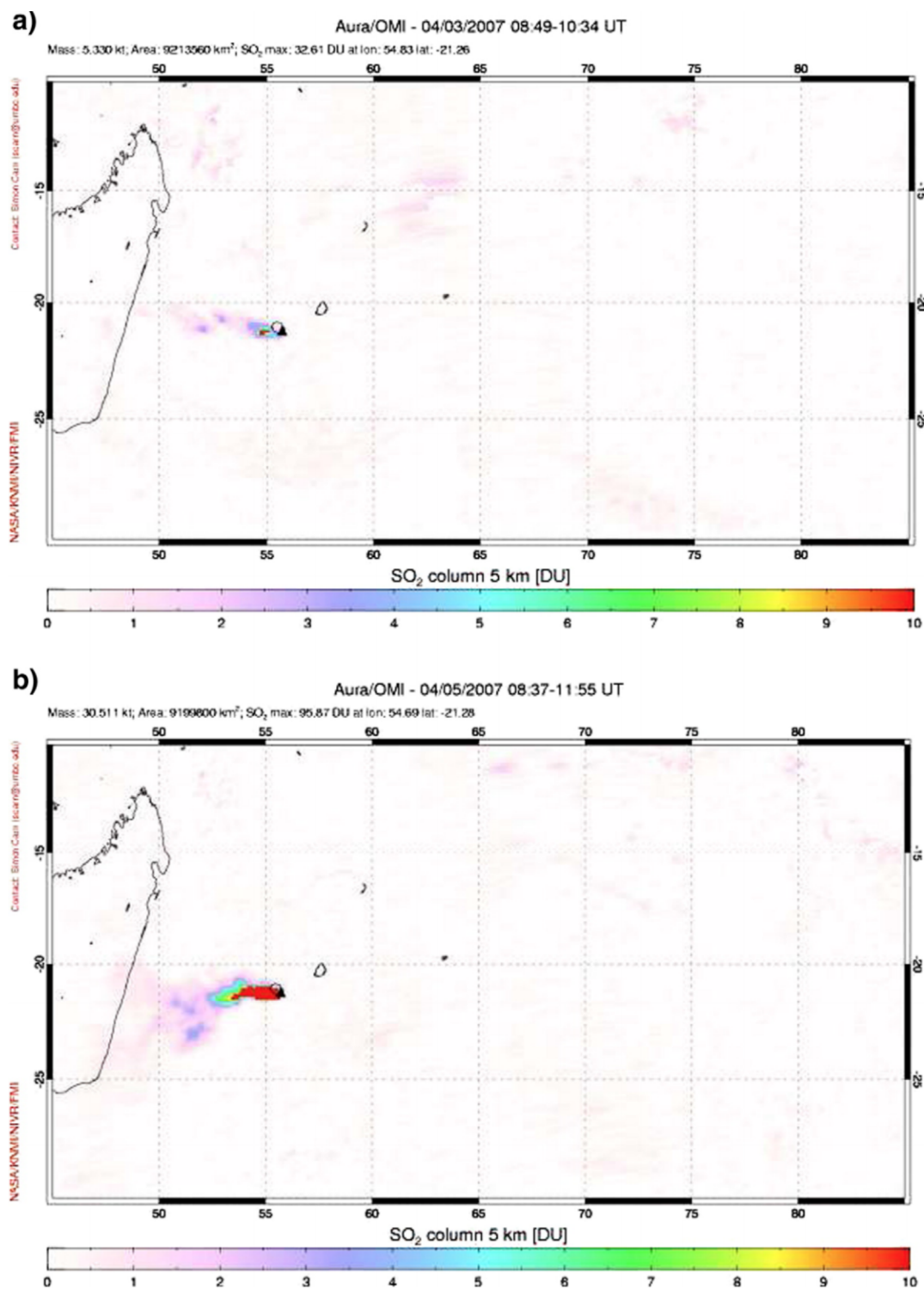


FIGURE A.1 – Observation satellitale provenant d'OMI pour le 3 et le 5 avril dans le bassin de l'Océan Indien.)

A.1. Observation satellitales provenant du capteur OMI dans le bassin de l'océan Indien
durant l'éruption

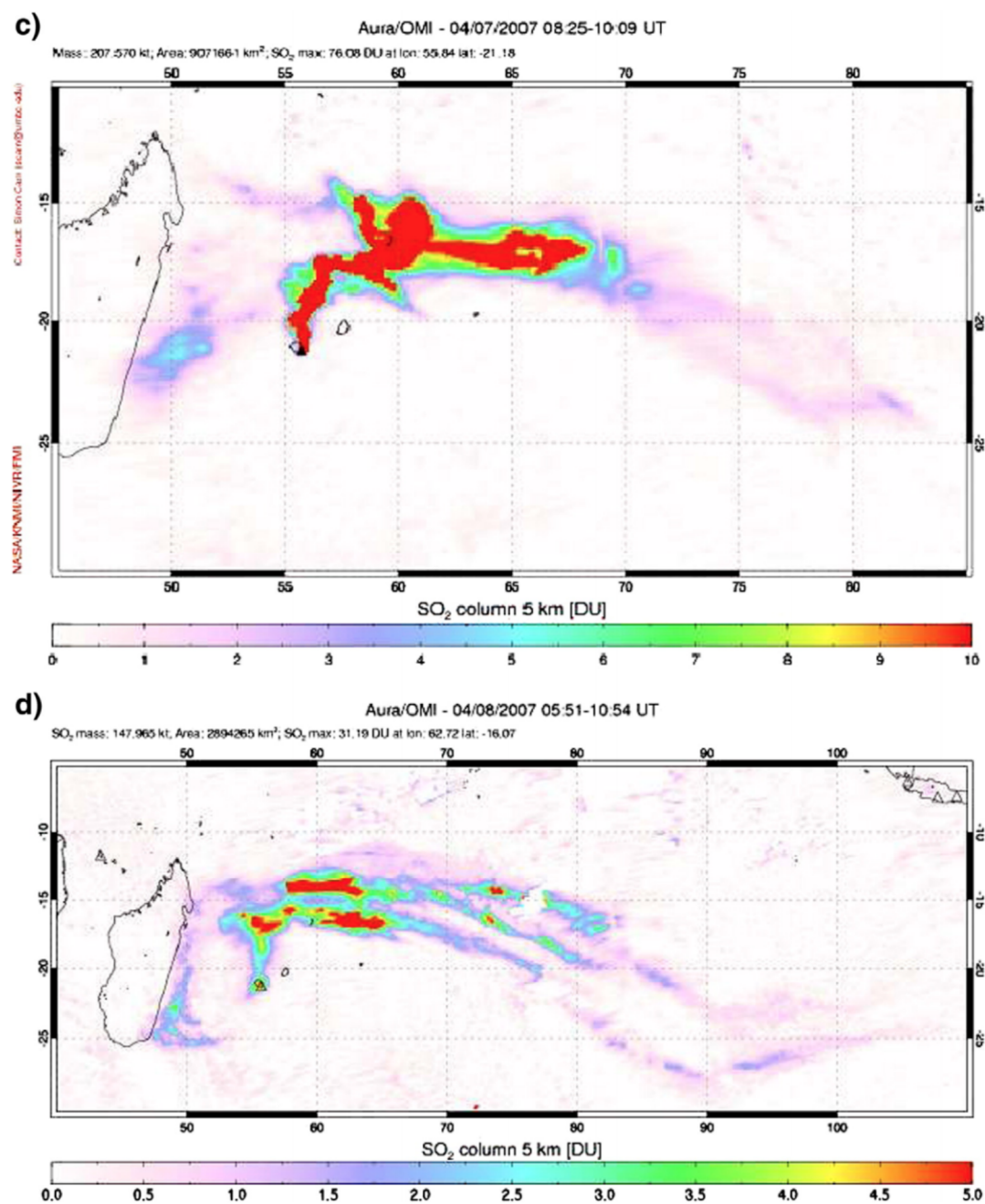


FIGURE A.2 – Observation satellitale provenant d'OMI pour le 7 et le 8 avril dans le bassin de l'Océan Indien.)

A.2 Code source des modèles de flux de ForeFire

A.2.1 Flux de SO₂ à la bouche éruptive

```
/*  
  
Copyright (C) 2012 ForeFire Team, SPE, Universite de Corse.  
  
This program is free software; you can redistribute it and/or  
modify it under the terms of the GNU Lesser General Public  
License as published by the Free Software Foundation; either  
version 2.1 of the License, or (at your option) any later version.  
  
This program is distributed in the hope that it will be useful,  
but WITHOUT ANY WARRANTY; without even the implied warranty of  
MERCHANTABILITY or FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE. See the GNU  
Lesser General Public License for more details.  
  
You should have received a copy of the GNU Lesser General Public  
License along with this program; if not, write to the Free Software  
Foundation, Inc., 51 Franklin Street, Fifth Floor, Boston, MA 02110-1301 US  
  
*/  
  
#include "CraterSO2FluxModel.h"  
  
using namespace std;  
  
namespace libforefire {  
  
/* name of the model */  
const string CraterSO2FluxModel::name = "CraterSO2Flux";  
  
/* instantiation */  
FluxModel* getCraterSO2FluxModel(const int& index, DataBroker* db) {  
    return new CraterSO2FluxModel(index, db);  
}  
  
/* registration */  
int CraterSO2FluxModel::isInitialized =  
    FireDomain::registerFluxModelInstantiator(name, getCraterSO2FluxModel );  
  
/* constructor */  
CraterSO2FluxModel::CraterSO2FluxModel(  
    const int & mindex, DataBroker* db)  
    : FluxModel(mindex, db) {  
  
    /* defining the properties needed for the model */  
  
    /* allocating the vector for the values of these properties */  
    if ( numProperties > 0 ) properties = new double[numProperties];  
  
    /* registering the model in the data broker */  
    dataBroker->registerFluxModel(this);  
  
    /* Definition of the coefficients */  
    eruptionTime = 0.;  
    if ( params->isValued("lava.eruptionTime") )  
        eruptionTime = params->getDouble("lava.eruptionTime");  
    craterArea = 1600.;  
    if ( params->isValued("crater.area") )  
        craterArea = params->getDouble("crater.area");  
    if ( !params->isValued("SO2.hours") )  
        cout<<"ERROR: vector of parameters SO2.hours should be valued"<<endl;  
    refHours = params->getDoubleArray("SO2.hours");  
}
```

```

    if ( !params->isValued("SO2.flows") )
        cout<<"ERROR: vector of parameters SO2.flows should be valued"<<endl;
    refFlows = params->getDoubleArray("SO2.flows");
    emissionRatio = 1.0;
    if ( params->isValued("SO2.craterRatio") )
        emissionRatio = params->getDouble("SO2.craterRatio");

    /* local variables */
    // Error estimate correction
    //convert =1.;
    // converting from kg.s-1 to molecules.s-1
    convert = 6.022e23*(convert/64.e-3);
}

/* destructor (shoudn't be modified) */
CraterSO2FluxModel::~CraterSO2FluxModel() {
    if ( properties != 0 ) delete properties;
}

/* accessor to the name of the model */
string CraterSO2FluxModel::getName() {
    return name;
}

/* ***** */
/* Model for the flux */
/* ***** */

double CraterSO2FluxModel::getValue(double* valueOf
    , const double& bt, const double& et, const double& at){

    if ( bt - eruptionTime < 0 ) return 0.;

    /* getting the hours since eruption */
    double hoursSinceEruption = (bt-eruptionTime)/3600.;
    if ( hoursSinceEruption > refHours.back() ) return 0.;

    /* getting the index of vector of fluxes */
    size_t hind = 0;
    size_t nhours = refHours.size();
    while ( hind+1 < nhours and refHours[hind+1] < hoursSinceEruption ) hind++;
    /* interpolation of the flux between the values */
    double beta = (hoursSinceEruption-refHours[hind])
        /(refHours[hind+1]-refHours[hind]);

    double flux = beta*refFlows[hind+1] + (1.-beta)*refFlows[hind];
    double craso2 = convert*emissionRatio*flux;

    return craso2/931;
}

} /* namespace libforefire */

```

A.2.2 Flux de CO₂

```

/*
 * LavaCO2FluxModel.cpp
 *
 * Created on: 30 nov. 2012
 * Author: jdurand
 */

```

```

/*

```

Copyright (C) 2012 ForeFire Team, SPE, Universite de Corse.

Annexe A. Annexe

This program is free software; you can redistribute it and/or modify it under the terms of the GNU Lesser General Public License as published by the Free Software Foundation; either version 2.1 of the License, or (at your option) any later version.

This program is distributed in the hope that it will be useful, but WITHOUT ANY WARRANTY; without even the implied warranty of MERCHANTABILITY or FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE. See the GNU Lesser General Public License for more details.

You should have received a copy of the GNU Lesser General Public License along with this program; if not, write to the Free Software Foundation, Inc., 51 Franklin Street, Fifth Floor, Boston, MA 02110-1301 US

```
*/

#include "LavaCO2FluxModel.h"

using namespace std;

namespace libforefire {

/* name of the model */
const string LavaCO2FluxModel::name = "LavaCO2Flux";

/* instantiation */
FluxModel* getLavaCO2FluxModel(const int& index, DataBroker* db) {
    return new LavaCO2FluxModel(index, db);
}

/* registration */
int LavaCO2FluxModel::isInitialized =
    FireDomain::registerFluxModelInstantiator(name, getLavaCO2FluxModel );

/* constructor */
LavaCO2FluxModel::LavaCO2FluxModel(
    const int & mindex, DataBroker* db)
    : FluxModel(mindex, db) {
/* defining the properties needed for the model */
    burningDuration = 1000.;
    if ( params->isValued("burningDuration") )
        burningDuration = params->getDouble("burningDuration");
    eruptionTime = 0.;
    if ( params->isValued("lava.eruptionTime") )
        eruptionTime = params->getDouble("lava.eruptionTime");

/* allocating the vector for the values of these properties */
    if ( numProperties > 0 ) properties = new double[numProperties];
/* registering the model in the data broker */
    BR = registerProperty("BRatio");
    dataBroker->registerFluxModel(this);
}

/* Definition of the coefficients */

/* destructor (shoudn't be modified) */
LavaCO2FluxModel::~LavaCO2FluxModel() {
    if ( properties != 0 ) delete properties;
}

/* accessor to the name of the model */
string LavaCO2FluxModel::getName() {
    return name;
}

/* ***** */
/* Model for the flux */
/* ***** */
```

```
double LavaCO2FluxModel::getValue(double* valueOf
    , const double& bt, const double& et, const double& at) {

    if ((bt-at) < 0) return 0.;

    /* Le flux de CO2 est envoye sur 2h de temps*/
    if ((bt-at) < (2*3600)) return 0.013;
    return 0.;

}

}/* namespace libforefire */
```

A.2.3 Flux de chaleur provenant de la lave

```
/*

Copyright (C) 2012 ForeFire Team, SPE, Universite de Corse.

This program is free software; you can redistribute it and/or
modify it under the terms of the GNU Lesser General Public
License as published by the Free Software Foundation; either
version 2.1 of the License, or (at your option) any later version.

This program is distributed in the hope that it will be useful,
but WITHOUT ANY WARRANTY; without even the implied warranty of
MERCHANTABILITY or FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE. See the GNU
Lesser General Public License for more details.

You should have received a copy of the GNU Lesser General Public
License along with this program; if not, write to the Free Software
Foundation, Inc., 51 Franklin Street, Fifth Floor, Boston, MA 02110-1301 US

*/

#include "LavaHeatFluxModel.h"

using namespace std;

namespace libforefire {

/* name of the model */
const string LavaHeatFluxModel::name = "LavaHeatFluxModel";

/* instantiation */
FluxModel* getLavaHeatFluxModel(const int& index, DataBroker* db) {
    return new LavaHeatFluxModel(index, db);
}

/* registration */
int LavaHeatFluxModel::isInitialized =
    FireDomain::registerFluxModelInstantiator(name, getLavaHeatFluxModel );

/* constructor */
LavaHeatFluxModel::LavaHeatFluxModel(
    const int & mindex, DataBroker* db)
    : FluxModel(mindex, db) {
    /* defining the properties needed for the model */
    windU = registerProperty("windU");
    windV = registerProperty("windV");
    /* allocating the vector for the values of these properties */
    if ( numProperties > 0 ) properties = new double[numProperties];
    /* registering the model in the data broker */
    dataBroker->registerFluxModel(this);
}
```

```
/* Definition of the coefficients */
eruptionTime = 0.;
if ( params->isValued("lava.eruptionTime") )
    eruptionTime = params->getDouble("lava.eruptionTime");
if ( !params->isValued("lava.hours") )
    cout<<"ERROR: vector of parameters lava.hours should be valued"<<endl;
refHours = params->getDoubleArray("lava.hours");
if ( !params->isValued("lava.crustFractions") )
    cout<<"ERROR: vector of parameters lava.crustFractions should be valued"<<
    endl;
crustFractions = params->getDoubleArray("lava.crustFractions");
if ( !params->isValued("lava.windTresholds") )
    cout<<"ERROR: vector of parameters lava.windTresholds should be valued"<<
    endl;
windValues = params->getDoubleArray("lava.windTresholds");
if ( !params->isValued("lava.A") )
    cout<<"ERROR: vector of parameters lava.A should be valued"<<endl;
A = params->getDoubleArray("lava.A");
if ( !params->isValued("lava.B") )
    cout<<"ERROR: vector of parameters lava.B should be valued"<<endl;
B = params->getDoubleArray("lava.B");
crustTemperature = 400.;
if ( params->isValued("lava.crustTemperature") )
    crustTemperature = params->getDouble("lava.crustTemperature");
lavaTemperature = 800.;
if ( params->isValued("lava.temperature") )
    lavaTemperature = params->getDouble("lava.temperature");
}

/* destructor (shoudn't be modified) */
LavaHeatFluxModel::~LavaHeatFluxModel() {
    if ( properties != 0 ) delete properties;
}

/* accessor to the name of the model */
string LavaHeatFluxModel::getName(){
    return name;
}

/* ***** */
/* Model for the flux */
/* ***** */

double LavaHeatFluxModel::getValue(double* valueOf
    , const double& bt, const double& et, const double& at){

    if ( bt - eruptionTime < 0 ) return 0.;
    // if(params->isValued(getName()+".activeArea"))
    //     cout<<params->getDouble(getName()+".activeArea")<<endl;

    /* getting the hours since eruption */
    double hoursSinceEruption = (bt-eruptionTime)/3600.;
    if ( hoursSinceEruption > refHours.back() ) return 0.;

    /* getting the fraction of crust */
    size_t hind = 0;
    size_t nhours = refHours.size();
    while ( hind+1 < nhours and refHours[hind+1] < hoursSinceEruption ) hind++;
    double beta = (hoursSinceEruption-refHours[hind])
        / (refHours[hind+1]-refHours[hind]);
    double crustFraction = beta*crustFractions[hind+1]
        + (1.-beta)*crustFractions[hind];

    /* getting the mean temperature */
    double mean_temp = crustFraction*crustTemperature
        + (1.-crustFraction)*lavaTemperature;
```

```

/* getting the wind module */
double windModule = sqrt(valueOf[windU]*valueOf[windU]+valueOf[windV]*valueOf[
    windV]);

/* if the wind module is larger than 10 */
if ( windModule > 10. ) return A[4]*mean_temp - B[4];
/* else interpolating between two known values */
/* getting the index for the coefficients */
size_t wind = 0;
size_t nwind = windValues.size();
while ( wind+1 < nwind and windValues[wind+1] < windModule ) wind++;

/* computing the values for the interval boundaries */
double leftval = A[wind]*mean_temp - B[wind];
double rightval = A[wind+1]*mean_temp - B[wind+1];

/* linear interpolation between the boundaries */
beta = (windModule-windValues[wind])/(windValues[wind+1]-windValues[wind]);
double coef = 1; // Example : fluxes are divided by 4 arbitrarily
heatflux=coef*(beta*rightval + (1.-beta)*leftval);
return heatflux;
}

} /* namespace libforefire */

```

A.2.4 Flux de vapeur d'eau dans le panache Laze

```

/*
Copyright (C) 2012 ForeFire Team, SPE, Universite de Corse.

This program is free software; you can redistribute it and/or
modify it under the terms of the GNU Lesser General Public
License as published by the Free Software Foundation; either
version 2.1 of the License, or (at your option) any later version.

This program is distributed in the hope that it will be useful,
but WITHOUT ANY WARRANTY; without even the implied warranty of
MERCHANTABILITY or FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE. See the GNU
Lesser General Public License for more details.

You should have received a copy of the GNU Lesser General Public
License along with this program; if not, write to the Free Software
Foundation, Inc., 51 Franklin Street, Fifth Floor, Boston, MA 02110-1301 US

*/

#include "LavaLazeFluxModel.h"

using namespace std;

namespace libforefire {

/* name of the model */
const string LavaLazeFluxModel::name = "LavaLazeFlux";

/* instantiation */
FluxModel* getLavaLazeFluxModel(const int& index, DataBroker* db) {
    return new LavaLazeFluxModel(index, db);
}

/* registration */
int LavaLazeFluxModel::isInitialized =
    FireDomain::registerFluxModelInstantiator(name, getLavaLazeFluxModel );

/* constructor */

```

```

LavaLazeFluxModel::LavaLazeFluxModel(
    const int & minindex, DataBroker* db)
    : FluxModel(minindex, db) {
    /* defining the properties needed for the model */
    /* allocating the vector for the values of these properties */
    if ( numProperties > 0 ) properties = new double[numProperties];
    /* registering the model in the data broker */
    dataBroker->registerFluxModel(this);

    /* Definition of the coefficients */
    arrivalTime = 5600.;
    if (params->isValued("vaporFlux.activeArea"))
//      cout<<params->getDouble("vaporFlux.activeArea")<<endl;
    if ( params->isValued("laze.arrivalTime") )
        arrivalTime = params->getDouble("laze.arrivalTime");
    if ( !params->isValued("laze.hours") )
        cout<<"ERROR: vector of parameters laze.hours should be valued"<<endl;
    refHours = params->getDoubleArray("laze.hours");
    if ( !params->isValued("laze.flows") )
        cout<<"ERROR: vector of parameters laze.flows should be valued"<<endl;
    refFlows = params->getDoubleArray("laze.flows");
    exchangeArea = 80000.;
    if ( params->isValued("laze.exchangeArea") )
        exchangeArea = params->getDouble("laze.exchangeArea");
    /* coefficients */
    // Dividing by the final area of exchange to convert to kg.m-2.s-1
    convert= 1./exchangeArea;
}

/* destructor (shoudn't be modified) */
LavaLazeFluxModel::~LavaLazeFluxModel() {
    if ( properties != 0 ) delete properties;
}

/* accessor to the name of the model */
string LavaLazeFluxModel::getName(){
    return name;
}

/* ***** */
/* Model for the flux */
/* ***** */

double LavaLazeFluxModel::getValue(double* valueOf
    , const double& bt, const double& et, const double& at){

    /* getting the hours since eruption */
    double hoursSinceArrival = (bt-arrivalTime)/3600.;
    if ( hoursSinceArrival > refHours.back() ) return 0.;

    /* getting the index in the vector of fluxes */
    size_t hind = 0;
    size_t nhours = refHours.size();
    while ( hind+1 < nhours and refHours[hind+1] < hoursSinceArrival ) hind++;
    /* interpolation of the flux between the values */
    double beta = (hoursSinceArrival-refHours[hind])
        /(refHours[hind+1]-refHours[hind]);
    double flux = beta*refFlows[hind+1] + (1.-beta)*refFlows[hind];

    /* Seules les mailles actives inferieures a 35h renvoient la totalite du flux de
    vapeur d'eau*/
    if ((bt-at) < (35*3600)) return flux/(params->getDouble("LavaLazeFlux.activeArea") +1.);
    ;
    return 0;
}

```

```
} /* namespace libforefire */
```

A.2.5 Flux de HCl dans le panache Laze

```
/*
```

```
Copyright (C) 2012 ForeFire Team, SPE, Universite de Corse.
```

```
This program is free software; you can redistribute it and/or
modify it under the terms of the GNU Lesser General Public
License as published by the Free Software Foundation; either
version 2.1 of the License, or (at your option) any later version.
```

```
This program is distributed in the hope that it will be useful,
but WITHOUT ANY WARRANTY; without even the implied warranty of
MERCHANTABILITY or FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE. See the GNU
Lesser General Public License for more details.
```

```
You should have received a copy of the GNU Lesser General Public
License along with this program; if not, write to the Free Software
Foundation, Inc., 51 Franklin Street, Fifth Floor, Boston, MA 02110-1301 US
```

```
*/
```

```
#include "LavaHCLFluxModel.h"
```

```
using namespace std;
```

```
namespace libforefire {
```

```
/* name of the model */
```

```
const string LavaHCLFluxModel::name = "LavaHCLFlux";
```

```
/* instantiation */
```

```
FluxModel* getLavaHCLFluxModel(const int& index, DataBroker* db) {
    return new LavaHCLFluxModel(index, db);
}
```

```
/* registration */
```

```
int LavaHCLFluxModel::isInitialized =
    FireDomain::registerFluxModelInstantiator(name, getLavaHCLFluxModel );
```

```
/* constructor */
```

```
LavaHCLFluxModel::LavaHCLFluxModel(
    const int & mindex, DataBroker* db)
    : FluxModel(mindex, db) {
    /* defining the properties needed for the model */
    /* allocating the vector for the values of these properties */
    if ( numProperties > 0 ) properties = new double[numProperties];
    /* registering the model in the data broker */
    dataBroker->registerFluxModel(this);

    /* Definition of the coefficients */
    arrivalTime = 5600.;
    if (params->isValued("vaporFlux.activeArea"))
        cout<<params->getDouble("vaporFlux.activeArea")<<endl;
    if ( params->isValued("laze.arrivalTime") )
        arrivalTime = params->getDouble("laze.arrivalTime");
    if ( !params->isValued("laze.hours") )
        cout<<"ERROR: vector of parameters laze.hours should be valued"<<endl;
    refHours = params->getDoubleArray("laze.hours");
    if ( !params->isValued("laze.flows") )
        cout<<"ERROR: vector of parameters laze.flows should be valued"<<endl;
    refFlows = params->getDoubleArray("laze.flows");
    exchangeArea = 80000.;
```

```

    if ( params->isValued("laze.exchangeArea") )
        exchangeArea = params->getDouble("laze.exchangeArea");
    /* coefficients */
    // Dividing by the final area of exchange to convert to kg.m-2.s-1
    convert= 1./exchangeArea;
}

/* destructor (shoudn't be modified) */
LavaHCLFluxModel::~LavaHCLFluxModel() {
    if ( properties != 0 ) delete properties;
}

/* accessor to the name of the model */
string LavaHCLFluxModel::getName(){
    return name;
}

/* ***** */
/* Model for the flux */
/* ***** */

double LavaHCLFluxModel::getValue(double* valueOf
    , const double& bt, const double& et, const double& at){

    if ( bt - arrivalTime < 0 ) return 0.;

    /* getting the hours since eruption */
    double hoursSinceArrival = (bt-arrivalTime)/3600.;
    if ( hoursSinceArrival > refHours.back() ) return 0.;

    /* getting the index in the vector of fluxes */
    size_t hind = 0;
    size_t nhours = refHours.size();
    while ( hind+1 < nhours and refHours[hind+1] < hoursSinceArrival ) hind++;
    /* interpolation of the flux between the values */
    double beta = (hoursSinceArrival-refHours[hind])
        / (refHours[hind+1]-refHours[hind]);
    double flux = beta*refFlows[hind+1] + (1.-beta)*refFlows[hind];
    double HCL = flux * 0.00033;
    // converting from kg.s-1 to molecules.s-1
    double convert = HCL * 6.022e23*(1./36.4e-3);

    /* Seules les mailles actives inferieures a 35h renvoient la totalite du flux de HCl*/
    if ((bt-at) < (35*3600)) return HCL/((params->getDouble("LavaHCLFlux.activeArea"))
        +1.);
    return 0;
}

//
}

} /* namespace libforefire */

```

Liste des Figures

1	Position géographique de la Réunion dans l’océan Indien	11
2	Lieux remarquables de l’île de la Réunion	12
1.1	Schéma représentant les transformations chimiques homogènes et hétérogènes des polluants volcaniques	21
1.2	Schéma de la mise en place des circulations atmosphériques. La cellule de Hadley participe en latitude au transfert d’énergie des basses latitudes vers les latitudes moyennes	26
1.3	Situation de la ZCIT suivant les saisons dans le bassin Indien	28
1.4	Carte de la pluviométrie exprimée en millimètre à la Réunion sur une année (Source : MétéoFrance)	29
1.5	Mécanisme de brise de mer et de terre (Source : Atmosphère, Océan et Climat, Ed.Belin)	30
1.6	Phénomène de boucle de retour obtenu avec le modèle numérique Meso-NH. La flèche rouge représente la boucle de retour, créée par la séparation des alizés autour de l’orographie de la Réunion.	31
1.7	Représentation schématique du soulèvement orographique. En amont de l’obstacle, l’air qui remonte la pente, subit une détente et se refroidit. En se refroidissant, la vapeur d’eau se condense et forme des nuages, qui peuvent donner des précipitations (Lesouef, 2010; Whiteman, 1990)	32
1.8	Circulation le long des pentes de l’île pendant le jour. L’inversion des alizés se situe suivant les saisons entre 1500m et 3500m d’altitude (Brémaud et al., 2001)	33
1.9	Carte du massif volcanique du Piton de la Fournaise représentant la zone d’éruption et des coulées de lave lors de l’éruption d’avril 2007 (rouge). Source : Observatoire Volcanique du Piton de la Fournaise (OVPF).	34
1.10	Coupe verticale du massif volcanique du Piton de la Fournaise décrivant l’historique de l’éruption du 2 avril 2007 (Staudacher et al., 2009; Lesouef, 2010)[.	35

1.11	Photos prises depuis le Piton des Neiges par R.Delmas le 6 avril 2007 montrant à la fois le cumulonimbus généré par le contact de la lave avec l'océan (blanc), le panache d'aérosols émis depuis le cratère (gris) et le panache de SO ₂ (orange)	37
1.12	En haut : carte des stations de l'ORA ayant mesuré le SO ₂ pendant cette éruption. En bas : mesure des concentrations de SO ₂ en surface en fonction des stations. Les seuils d'informations (300µg m ⁻³) et d'alerte (500µg m ⁻³) sont représentés par des lignes hachurées	38
1.13	En haut : cartes des coulées de lave entre le 2 avril et le 8 avril réalisées par Villeneuve. En bas : évolution de la proportion de lave liquide et refroidie en fonction de la surface occupée par la lave. Le calcul des proportions exposé dans le tableau a été obtenu par comptage des pixels	39
1.14	Trémor mesuré entre le 1er et le 19 avril.)	40
1.15	Observation de la température de brillance du panache Laze par le satellite Météosat le 6 avril à 11h UTC)	41
1.16	En haut : coupe verticale de l'observation de Caliop à l'est de la Réunion le 6 avril. En bas : la présence de SO ₂ a été mesurée à 6km d'altitude.	42
1.17	En haut : image MODIS du 5 avril. On remarque aisément le panache bleuté à l'ouest de la Réunion. En bas : image MODIS du 6 avril. On remarque toujours la présence d'un panache bleuté à l'ouest, ainsi que l'apparition d'un panache en altitude correspondant au panache créé par l'entrée de la lave en mer	43
2.1	Organisation de SURFEX et couplage avec le modèle atmosphérique Meso-NH. Les températures de surface, les flux de chaleur, la teneur en humidité de la canopée, les régions enneigées et les taux de fonte des neiges sont calculés pour chaque type de surface dans une maille. Si une fraction d'un type de surface, la valeur moyenne pour chaque type de surface est pondérée pour une maille, puis cette valeur est envoyé vers le premier niveau du modèle atmosphérique (Source : http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/)	49
2.2	Configuration des domaines père (2km d'espacement horizontal) et fils (500m d'espacement horizontal). Le plus grand est centré sur l'île de la Réunion et s'étend sur 330 km du nord au sud et 450 km d'est en ouest. Le second domaine couvre uniquement la Réunion et son littoral.	50

3.1	Schéma du mécanisme d'entraînement-détrainement permettant une paramétrisation de la convection peu profonde pour une éruption volcanique. La zone 1 correspond à la surface de la bouche éruptive volcanique. Les zones 2 et 3 correspondent aux systèmes d'entraînement-détrainement, avec l'entrée de masse d'air dans les premiers niveaux du modèle atmosphérique (2) qui a pour conséquence une éjection plus réaliste des polluants volcaniques (3).	99
3.2	Transformations en phase aqueuse implémentées dans le modèle Meso-NH. L'ajout du cycle du chlore a été ajouté pour prendre en compte l'impact de la présence de concentration importante d'HCl dans les panaches volcaniques lors de l'entrée de la lave en mer	101
3.3	Exemple d'une discrétisation d'un petit front de feu avec des marqueurs.	103
3.4	Le stockage de l'information des temps d'arrivée est tout d'abord décomposé en cellules (trait large), correspondant usuellement aux cellules de surface du modèle atmosphérique en utilisation couplée. Une carte avec l'information des temps d'arrivée est ensuite stockée dans chacune de ces cellules à plus haute résolution si le feu est présent	105
3.5	Schéma du couplage entre le module de propagation de ForeFire, le module d'émission de flux et le modèle atmosphérique Meso-NH. Deux modes de propagation sont disponibles : un mode à usage prévisionnel (mode de propagation simulé) et un mode de propagation pour l'étude des éruptions passées (mode de propagation imposé). La propagation de la coulée de lave va déclencher des modèles de flux qui auront été attribués sur des zones préalablement définies. Dès lors la zone définie en contact avec la lave, divers flux seront émis et injectés au premier niveau du modèle atmosphérique Meso-NH.	107
3.6	Exemple type d'une propagation de lave : 4 cellules atmosphériques de Meso-NH (traits épais), maillage de ForeFire (traits fins), propagation de la lave par simple gravitation (gris foncé) sur une partie du sol (blanc) ainsi que sur la mer (gris clair)	108
3.7	Interface décomposée en marqueurs (en rouge), la zone en jaune correspondant à l'épaisseur du front de lave, définie entre la ligne du front (rouge) et la ligne de front à la fin du temps de refroidissement (orange).	109
3.8	Représentation schématique de l'équation de Jeffrey pour la modélisation de la propagation d'une coulée de lave.	109
3.9	En haut : carte observée des 6 coulées de lave. En bas : simulation via ForeFire des 6 coulées de lave après 10h de simulation. La non-prise en compte des débits aux bouches éruptives ne permet pas de limiter la vitesse et l'extension horizontale des coulées de lave. Ces dernières atteignent donc l'extension horizontale trop rapidement comparée aux observations.	111

3.10	Etat final des 6 simulations de coulées de lave par le modèle SCIARA. La zone verte correspond à l'état final de la coulée de lave observé par l'OVPF. La couleur grise correspond à la lave solidifiée, non active. Le jaune montre les zones de lave les plus chaudes et les plus actives tandis que le rouge indique une lave qui se refroidit et dont la propagation est ralentie.	113
3.11	En haut, image satellite de la coulée de lave à la fin de l'éruption. En bas, matrice de la dynamique de coulée de lave représentée sous ForeFire. Les teintes orangées les plus claires correspondent aux premières coulées de lave du 2 avril. Les teintes rouge plus foncé correspondent aux dernières coulées du 7 avril.	115
3.12	Etape pour la construction de la matrice des temps d'arrivée d'une coulée de lave. Chaque vignette représentant la surface de la coulée pour une journée donnée sera convertie en dégradé de gris, sur 255 niveaux. Le noir correspondra au temps 0, le blanc au temps 3600x24s. Ainsi chaque vignette correspondra à une nouvelle coulée de lave déclenchée toutes les 24h. . . .	116
3.13	Carte des zones de flux définies dans ForeFire pour l'émission des différents flux vers le modèle atmosphérique Meso-NH. Les flux de chaleur seront émis sur l'ensemble de la carte à la seule condition du passage de la coulée de lave simulée ou imposée par ForeFire. La zone rouge correspond à la zone de la bouche éruptive où seront émis les flux de dioxyde de soufre et de vapeur d'eau au cratère. La zone verte correspond à la zone d'émission du flux de dioxyde de carbone lors du brûlage de la forêt primaire. Enfin, la zone bleue correspond à la zone d'émission du panache Laze lors de l'entrée de la lave en mer ainsi qu'à l'émission du flux d'acide chlorhydrique.	117
3.14	Estimation du flux de chaleur sensible en fonction de la température de la lave et du régime de vent en surface [Kezstheliy, 2003]	119
3.15	Emission totale de chaleur (W) provenant de la coulée de lave d'avril 2007 simulée par le modèle de surface ForeFire	119
3.16	Estimation des émissions de SO ₂ entre le 4 et le 11 avril [Tulet et Ville-neuve, 2010]	120
3.17	Emission linéarisée de SO ₂ provenant de la bouche éruptive émise par le modèle de surface ForeFire vers le modèle atmosphérique Meso-NH. Les faibles valeurs avant le 4 avril et au-delà du 8 avril sont incertaines dues à la limite de détection du capteur OMI. Du 4 avril au 5 avril, une augmentation modérée, mais constante du flux de SO ₂ est implémentée dans ForeFire. À partir du 5 avril, une forte augmentation avec un maximum de 2000kg/s est modélisée, puis une forte baisse jusqu'à 12h le 7 avril (400kg/s)	121
3.18	En haut : Émission de CO ₂ provenant du brûlage des forêts tropicales émis par le modèle de surface ForeFire vers le modèle atmosphérique Meso-NH. En bas : Correspondance des pics d'émission de CO ₂ avec les zones de forêts en vert.	122

3.19	Emission du magma (en kg/s) à la bouche éruptive selon Coppola et al. (2009). et émission de la vapeur d'eau provenant de la bouche éruptive émise par le modèle de surface ForeFire vers le modèle atmosphérique Meso-NH.	123
3.20	Evolution de la quantité d'eau (kg/s) entre le 2 avril et le 9 avril émise par le modèle de surface ForeFire vers le modèle atmosphérique Meso-NH. La courbe verte correspond à l'évolution de la quantité d'eau théorique, en rouge l'évolution de la quantité d'eau obtenue par une approche top down afin d'avoir des hauteurs d'injection cohérente avec les données Météosat. .	125
4.1	Configuration des trois domaines : 2km, 500m et 100m d'espacement horizontal. Le plus grand couvre les deux îles des Mascareignes et s'étend sur 400 km du nord au sud et 500 km d'est en ouest. Le second domaine couvre uniquement la Réunion et son littoral tandis que le dernier domaine est centré au-dessus de la coulée de lave et de la zone d'entrée de la lave en mer.	130
4.2	Module du vent en surface pour le domaine à 100m de résolution horizontale le 6 avril 00h UTC.	133
4.3	Flux de chaleur sensible en surface simulé par Meso-NH (W/m ²) à gauche. Au milieu, flux de chaleur latente simulé (W/m ²). À droite, évolution de la température (en K) en à 10m au-dessus de la surface pour, de haut en bas, le 2, 3, 4, 5 et 6 avril à 12h UTC.	134
4.4	Emagrammes simulées par Meso-NH au-dessus de la coulée de lave le 4 avril 00h UTC (en noir) et le 6 avril 00h UTC (en rouge)	136
4.5	Emagrammes provenant des analyses ECMWF au-dessus de la coulée de lave, le 4 avril 00h UTC (en noir) et le 6 avril 00h UTC (en rouge).	137
4.6	Profil de la température potentielle jusqu'à 5000m d'altitude le 3 avril 00h UTC (en rouge), le 4 avril 00h UTC (en vert), le 5 avril 00h UTC (en bleu) et le 6 avril 00h UTC (en cyan).	138
4.7	Evolution entre le 2 et le 7 avril de la vitesse verticale du vent maximale (m/s) dans la zone d'éruption.	140
4.8	Traces des coupes verticales abordées dans cette partie. La trace bleu correspond aux coupes verticales du 4 avril à 00H UTC. La trace rouge correspond aux coupes verticales du 6 avril à 00H UTC. Cette trace passe par la bouche éruptive, la coulée de lave et la zone d'émission de vapeur d'eau. Le rectangle vert correspond à la zone d'éruption.	140

4.9	En haut : coupe verticale jusqu'à 5km le 4 avril à 00h UTC pour la simulation référence suivant la trace bleue de la figure 4.8. Les isolignes rouges correspondent aux vitesses verticales positives du vent (en m/s, incrémentation entre chaque isoligne de 3°K). Les isolignes rouges correspondent aux vitesses verticales négatives du vent (en m/s, incrémentation entre chaque isoligne de 1°K). Le champ θ est en couleur. En bas : même coupe verticale avec l'eau nuageuse (en kg/kg, en jaune).	141
4.10	En haut : coupe verticale jusqu'à 14km le 6 avril à 00h UTC pour la simulation référence suivant la trace rouge de la figure 4.8. Les isolignes rouges correspondent aux vitesses verticales positives du vent (en m/s, incrémentation entre chaque isoligne de 3°K). Les isolignes rouges correspondent aux vitesses verticales négatives du vent (en m/s, incrémentation entre chaque isoligne de 1°K). Le champ θ est en couleur. En bas : même coupe verticale avec l'eau nuageuse (en kg/kg, en jaune) et l'eau sous forme glacée (en kg/kg, en rose). La partie pointillée correspond à la présence d'eau précipitante.	142
4.11	Trace de la coupe verticale de la figure 4.12	143
4.12	Coupe verticale perpendiculaire à la coulée de lave entre 0 et 10km d'altitude le 6 avril 00h UTC.	144
4.13	Emplacement des trois stations de mesures de Météo-France pour les précipitations.	145
4.14	Evolution de la précipitation (en mm/min) entre le 2 et le 10 avril pour les stations de Grand Coude (1085m), La Crête (650m) et Le Baril (115m).	145
4.15	Précipitation cumulée simulée entre le 2 et le 7 avril sur le domaine à 500m de résolution (en haut) et sur le domaine à 100m de résolution (en bas). Les trois valeurs indiquées sur le domaine à 500m correspondent aux mesures des trois stations de Météo-France. L'emplacement (E) correspond à l'emplacement de la bouche éruptive.	146
4.16	Précipitation cumulée simulée entre le 2 et le 7 avril sur le domaine à 500m de résolution (en haut) et sur le domaine à 100m de résolution (en bas). Les trois valeurs indiquées sur le domaine à 500m correspondent aux mesures des trois stations de Météo-France. L'emplacement (E) correspond à l'emplacement de la bouche éruptive.	147
4.17	Evolution entre le 2 et le 7 avril du taux de précipitation instantanée (mm/h) dans la zone d'éruption simulée par Meso-NH. La zone d'éruption correspond au rectangle vert de la figure 4.8	148

4.18	Charge en SO ₂ (DU) entre le 3 avril et le 6 avril à 13h UTC pour le domaine à 2km de résolution. Le 2, 3 et 4 avril, le SO ₂ est dirigé vers l'ouest sous l'influence des alizés. Le 5 avril, une partie du panache de SO ₂ est toujours dirigée vers l'ouest de la Réunion tandis qu'une autre petite partie du panache, influencée par des vents en altitude d'ouest, est transportée vers l'est. Le 6 avril, la majeure partie du panache est transportée vers le nord (> 400 DU). Une partie du panache très chargée en SO ₂ (300 DU) est advectée vers l'ouest et une faible partie survole l'île Maurice à l'est (< 10 DU).	149
4.19	Concentration en SO ₂ en surface simulée dans le domaine à 500m de résolution horizontale par le modèle Meso-NH pour le 3, 4, 5 et 6 avril 2007 à 13h UTC.	150
4.20	En haut : module du vent en surface pour le domaine à 500m de résolution horizontale le 6 avril 00h UTC. En bas : concentration en SO ₂ en surface simulée dans le domaine à 500m de résolution horizontale par le modèle Meso-NH le 4 avril 2007 à 10h UTC.	152
4.21	En bas : Coupe verticale de SO ₂ suivant la trace de la figure du haut le 4 avril à 10h UTC.	153
4.22	Comparaison des concentrations en SO ₂ en surface simulée par Meso-NH avec les données de l'ORA pour trois stations de l'île entre le 2 avril et le 7 avril. Il est important de noter que l'échelle verticale a été limitée à 800 $\mu\text{g m}^{-3}$ pour Saint Louis et Cambaie et 500 $\mu\text{g m}^{-3}$ pour Saint Denis. En effet, à partir du 6 avril, les concentrations en SO ₂ en surface dépassent pour certaines localités plusieurs milliers de $\mu\text{g m}^{-3}$ dû à l'incapacité du modèle à créer une convection suffisante pour transporter le SO ₂ en altitude.	155
4.23	Dépôt cumulé de SO ₂ (mg/m ²) en surface pour le domaine à 500m de résolution entre le 2 et le 5 avril 00h UTC.	156
4.24	Emission et dépôt cumulé de SO ₂ (mg/m ²) en surface pour le domaine à 100m de résolution entre le 2 et le 5 avril 00h UTC. L'émission de SO ₂ est représentée par une barre oblique due au chevauchement de la bouche éruptive définie sous ForeFire sur deux mailles atmosphériques de Meso-NH.	157
4.25	En haut : Concentration en CO ₂ en surface provenant du brûlage de la forêt primaire le 6 avril à 00h UTC lors du maximum d'émission de CO ₂ . En bas coupe verticale de CO ₂ suivant la trace verte de la figure du haut.	159
4.26	Coupes verticales à 100m de résolution horizontale dans la direction de transport du panache de SO ₂ le 4 avril à 12h UTC (en haut) et le 6 avril à 00h UTC (en bas). Le panache jaune correspond à la présence d'eau nuageuse (kg/kg), le panache rose à la présence d'eau dans la phase glace (kg/kg). La zone pointillée correspond à la présence d'un nuage précipitant.	162
4.27	Emission et dépôt intégrés sur les 5 jours de simulation de HCl (mg/m ²) en surface pour le domaine à 100m de résolution.	163

4.28	En haut, colonne intégrée de HCl (en DU) pour le domaine à 100m de résolution le 4 avril 00h UTC. La trace verte correspond à la coupe verticale (en bas) entre le niveau de la mer et 14 kilomètres d'altitude. Les isolignes correspondent aux vitesses verticales du vent (en m/s)	164
4.29	En haut, colonne intégrée de HCl (en DU) pour le domaine à 100m de résolution le 6 avril à 00h UTC. La trace verte correspond à la coupe verticale (en bas) entre le niveau de la mer et 14 kilomètres d'altitude. Les isolignes correspondent aux vitesses verticales du vent (en m/s)	165
4.30	Colonne intégrée de HCl (DU) entre le 3 avril et le 6 avril à 13h UTC pour le domaine à 2km de résolution.	167
4.31	En haut : coupe horizontale du domaine à 2km de résolution, en rouge la trace de la coupe verticale de la figure du bas. En bas : coupe verticale le 6 avril à 00h UTC passant de l'île de la Réunion à l'île Maurice, le long du panache Laze. Le champ en rouge correspond à l'eau nuageuse (kg/kg) et le champ bleu à l'eau en phase glace (kg/kg)	168
4.32	Cartes des températures de brillances pour Météosat (en haut) et pour Meso-NH (en bas) le 5 avril 20h UTC. Les flèches correspondent aux régimes de vent à 5km (flèches en blanc), 7km (flèches en vert), 9km (flèches en bleu) et 11km (flèches en noir).	170
4.33	Cartes des températures de brillances pour Météosat (en haut) et pour Meso-NH (en bas) le 6 avril 10h UTC. Les flèches correspondent aux régimes de vent à 5km (flèches en blanc), 7km (flèches en vert), 9km (flèches en bleu) et 11km (flèches en noir).	171
4.34	Coupe verticale jusqu'à 14km pour la simulation sans flux de vapeur d'eau lors de l'entrée de la lave en mer suivant la trace de la figure 4.8. Les isolignes correspondent aux vitesses verticales du vent (en m/s). Le panache jaune correspond à la présence d'eau nuageuse (kg/kg). L'étoile verte correspond à l'emplacement de la bouche éruptive.	173
4.35	Différence des champs de température et de vitesses verticales du vent entre la simulation référence et la simulation sans panache Laze le 6 avril à 00h UTC. L'étoile verte correspond à l'emplacement de la bouche éruptive. . . .	174
4.36	Coupe verticale jusqu'à 14km pour la simulation sans flux de chaleur sensible provenant de la coulée de lave suivant la trace de la figure 4.8. Les isolignes correspondent aux vitesses verticales du vent (en m/s). Le panache jaune correspond à la présence d'eau nuageuse (kg/kg), le panache rose à la présence d'eau dans la phase glace (kg/kg). L'étoile verte correspond à l'emplacement de la bouche éruptive.	175
4.37	Différence des champs de température et de vitesses verticales du vent entre la simulation référence et la simulation sans flux de chaleur sensible provenant de la lave le 6 avril à 00h UTC. L'étoile verte correspond à l'emplacement de la bouche éruptive.	176

5.1	Mesures de distribution en taille des aérosols au Maido le 20 et 21 mai 2015. Une forte concentration en aérosol est visible à l'aplomb de l'observatoire du Maido avec environ 100000 particules/cm ³	184
A.1	Observation satellitale provenant d'OMI pour le 3 et le 5 avril dans le bassin de l'Océan Indien.)	188
A.2	Observation satellitale provenant d'OMI pour le 7 et le 8 avril dans le bassin de l'Océan Indien.)	189

Liste des Tableaux

1.1	Chronologie de l'éruption relatée par le site fournaise.info	36
3.1	Valeurs (m/s) ajoutées afin de forcer la convection peu profonde.	99
3.2	Éruptions sélectionnées et caractéristiques	110
3.3	Emission de SO ₂ ajustée (kg/s) entre le 2 avril et le 7 avril 2007 au sein de ForeFire.	121
3.4	Emission de vapeur d'eau ajustée (kg/s) entre le 2 avril et le 8 avril 2007 au sein de ForeFire.	125

Bibliographie

- Aki, K. and V. Ferrazzini, 2000 : Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction. *J. Geophys. Res.*, **105**.
- Albrecht, B. A., 1989 : Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, **245**.
- Allen, A. G., P. J. Baxter, and C. J. Ottley, 2000 : Gas and particle emissions from soufrière hills volcano, montserrat, west indies : characterization and health hazard assessment. *Bull. Volcanol.*, **62**.
- Anderson, H., 1969 : Heat transfer and fire spread. *Intermountain forest and range experiment station*.
- Antoine, R., 2009 : Exploration et modélisation de la circulation d'air dans le piton de la fournaise et cerberus fossae (mars). *Thèse*.
- Armannsson, H., A. Gudmundsson, and B. Steingrímsson, 1987 : Exploration and development of the krafla geothermal area. *Jokull*.
- Bachèlery, P., et al., 2014 : A'a lava flows into the sea, april 2007, piton de la fournaise volcano, la réunion island. *Active Volcanoes of the Southwest Indian Ocean : Piton de la Fournaise and Karthala. Active Volcanoes of the World. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg*.
- Baer, M. and K. Nester, 1992 : Parametrization of trace gas dry deposition velocities for a regional mesoscale diffusion model. *Ann. Geophys.*
- Barthe, C., J. Pinty, and C. Mari, 2007 : Lightning-produced nox in an explicit electrical scheme tested in a stratosphere-troposphere experiment : Radiation, aerosols, and ozone case study. *jgr*, **112**, doi :10.1029/2006JD007402.
- Baxter, P. J., R. Stoiber, and S. N. Williams, 1982 : Volcanic gases and health : Masaya volcano, nicaragua. *Lancet*, **2**.
- Beamish, R. and H. Harvey, 1972 : Acidification of the la cloche mountain lakes, ontario, and resulting fish mortalities. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, **29 (8)**, 1131–1143, doi :10.1139/f72-169, URL <http://dx.doi.org/10.1139/f72-169>.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard, 2001 : A mass-flux convection scheme for regional and global models. *qjrm*s, **127**, 869–886.
- Berroir, A., 1991 : La météorologie. *Que sais-je ?*, **89**.

- Bhugwant, C., B. Siéja, M. Bessafi, T. Staudacher, and J. Eormier, 2009 : Atmospheric sulfur dioxide measurements during the 2005 and 2007 eruptions of the piton de la fournaise volcano : Implications for human health and environmental changes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Blong, R., 1984 : Volcanic hazards : a sourcebook on the effects of eruptions. *Academic Press, Australia*.
- Blong, R., 1996 : Volcanic hazards risk assessment. 675–698, doi :10.1007/978-3-642-80087-0_20, URL http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0_20.
- Bougeault, P. and P. Lacarrere, 1989 : Parametrization of orography induced turbulence in a meso-beta model. *Mon. Weather Rev.*, **117**.
- Brown, S., A. Gillespie, and A. Lugo, 1989 : Biomass estimation methods for tropical forests with applications to forest inventory data. *Forest Science*, **35**, 881–902.
- Brémaud, P., F. Taupin, P. Bechtold, E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard, 2001 : A mass flux convection scheme for regional and global models. *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 869–886.
- Cadours, R., 1998 : Absorption-désorption des gaz acides par des solutions aqueuses d'amines. *Engineering Sciences, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris*.
- Chaboureaud, J.-P., J.-P. Cammas, J. Duron, and P. Mascart, 2007 : A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoots. *Atmospheric Chemistry and Physics*.
- Chaboureaud, J.-P., J.-P. Cammas, P. Mascart, J.-P. Pinty, and J.-P. Lafore, 2002 : Mesoscale model cloud scheme assessment using satellite observations. *Journal of Geophysical research*.
- Cohard, J. and J. Pinty, 2000a : A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme, ii : 2d experiments with a non hydrostatic model. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **126**.
- Cohard, J.-M. and J.-P. Pinty, 2000b : A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. ii : 2d experiments with a non-hydrostatic model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126 (566)**, 1843–1859.
- Coppola, D., D. Piscopo, T. Staudacher, and C. Cigolini, 2009 : Lava discharge rate and effusive pattern at piton de la fournaise from modis data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **184**.
- Crassier, V., K. Suhre, P. Tulet, and R. Rosset, 2009 : Development of a reduced chemical scheme for use in mesoscale meteorological models. *Atmos. Environ.*, **34**.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J. Redelsperger, 2000 : A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**.

- Damen, K., A. Faaij, and W. Turkenburg, 2006 : Health, safety and environmental risks of underground co2 storage – overview of mechanisms and current knowledge. *Climatic Change*, **74**.
- Damian, V., A. Sandu, M. Damian, F. Potra, and G. Carmichael, 2002 : The kinetic preprocessor kpp - a software environment for solving chemical kinetics. *Comput. Chem. Eng.*, **26**.
- Delmelle, P., J. Stix, C.-A. Bourque, P. Baxter, J. Garcia-Alvarez, and J. Barquero, 2001 : Dry deposition and heavy acid loading in the vicinity of masaya volcano, a major sulfur and chlorine source in nicaragua. *Env. Sci. Tech.*, **35**.
- Deroussi, S., M. Diamant, J. Feret, T. Nebut, and T. Staudacher, 2009 : Localization of cavities in a thick lava flow by microgravimetry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **184**, 193–198.
- Destriau, M., G. Dorthe, and R. Ben-Aim, 1981 : Cinétique et dynamique chimiques. *Ed. Technip*.
- Devilliers, M., 2012 : Modélisation et simulation numérique de la dynamique des nanoparticules appliquée aux atmosphères libres et confinées. *Earth Sciences, Université Paris-Est*.
- Di Muro, A., et al., 2014 : The shallow plumbing system of piton de la fournaise volcano (la réunion island, indian ocean) revealed by the major 2007 caldera forming eruption. *Journal of Petrology*.
- Dubosclard, G., F. Donnadieu, P. Allard, R. Cordesses, C. Hervier, M. Coltelli, E. Privitera, and J. Kornprobst, 2004 : Doppler radar sounding of volcanic eruption dynamics at mount etna. *Bulletin of Volcanology*, **5**.
- Durand, J., P. Tulet, M. Leriche, S. Bielli, N. Villeneuve, A. Di Muro, and J. Fillipi, 2006 : Modeling the lava heat flux during severe effusive volcanic eruption : An important impact on surface air quality modeling the lava heat flux during severe effusive volcanic eruption : An important impact on surface air quality. *Journal of Geophysical Research*, doi :10.1002/2014JD022034.
- Dutton, E. and J. Christy, 1992 : Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower tropospheric cooling following the eruptions of el chichón and pinatubo. *Geophysical Research Letters*, doi :10.1029/92GL02495.
- Economics, O., 2010 : Economic impacts of air travel restrictions due to volcanic ash. *Oxford Economics*.
- Edmonds, M. and T. M. Gerlach, 2014 : The airborne lava-seawater interaction plume at kilauea volcano, hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, **244**, doi :10.1016/j.epsl.2006.02.005.
- Erismann, J. and D. Baldocchi, 1994 : Modelling dry deposition of so2. *Tellus*.

- Ervens, B., et al., 2003 : An extended and condensed tropospheric aqueous phase mechanism and its application. *J. Geophys. Res.*
- Evans, B. and T. Staudacher, 2001 : In situ measurements of gas discharges across fissures associated with lava flows at réunion island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **106**.
- Facy, L., 1960 : Les mécanismes naturels de lessivage de l'atmosphère. *Geofisica pura e applicata*, **46** (1), 201–215, doi :10.1007/BF02001110, URL <http://dx.doi.org/10.1007/BF02001110>.
- Famin, V., B. Welsch, S. Okumura, P. Bachelery, and S. Nakashima, 2009 : Three differentiation stages of a single magma at piton de la fournaise volcano (reunion hot spot). *Geochemistry Geophysics Geosystems*.
- Filippi, J. and X. Pialat, 2013 : Assessment of fire/mesonh for wildland fire/atmosphere coupled simulation of the fireflux experiment. *PROCEEDINGS OF THE COMBUSTION INSTITUTE*.
- Filippi, J., et al., 2009 : Coupled atmosphere-wildland fire modelling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **1**.
- Fiocco, G., D. Fua, and G. Visconti, 1996 : The mount pinatubo eruption – effects on the atmosphere and climate. *Springer- Verlag*.
- Fouquart, Y. and B. Bonnel, 1980 : Computations of solar heating of the earth's atmosphere : A new parametrization. *Beitr. Phys. Atmos.*
- Fuchs, N., 1989 : The mechanics of aerosols. *Paperback*.
- Gerlach, T., J. Krumhansl, R. Fournier, and J. Kjargaard, 1989 : Acid rain from the heating and evaporation of seawater by molten lava : a new volcanic hazard. *Transactions of the American Geophysical Union*, **70**, 1421–1422.
- G.F., N., G. R.A., and T. Clarkson, 1985 : Impact of effects of acid precipitation on toxicity of metals. *Environmental Health Perspectives*, 169–180.
- Grini, A., P. Tulet, and L. Gomes, 2006 : Dusty weather forecast using the mesonh atmospheric model. *Journal of Geophysical Research*, **111**.
- GTZ, 1992 : Catalogue des normes antipollution volume iii). *Vieweg*.
- Hansell, A. and C. Oppenheimer, 2004 : Health hazards from volcanic gases : A systematic literature review. doi :10.1080/00039890409602947.
- Harris, A., J. Bailey, S. Calvari, and J. Dehn, 2005 : Heat loss measured at a lava channel and its implication for down-channel cooling and rheology. *Geological Society of America, Special paper* **396**.
- Hathaway, G., N. Proctor, J. Hughes, and M. Fischman, 1991 : Proctor and hughes' chemical hazards of the workplace. *Van Nostrand Reinhold, New York, 3rd ed.*

- Heggie, T., T. Heggie, and T. Heggie, 2009 : Death by volcanic laze. *Wilderness and Environmental Medicine*.
- Hobbs, P. V., J.-P. Tuell, H. D.-A., L.-F. Radke, and M.-K. Eltgroth, 1982 : Particles and gases in the emissions from the 1980-1981 volcanic eruptions of mt. st. helens. *Journal of Geophysical Research*, **87**.
- Hoffman, D.-J., 1987 : Perturbations to the global atmosphere associated with the el chichon volcanic eruption of 1982. *Rev. Geophys.*, **25**.
- Kamrin, M., 1992 : Workshop on the health effects of hcl in ambient air. *Regulatory Toxicology and Pharmacology*, **15**.
- Kaufman, Y. J., D. Tanra, and O. Boucher, 2000 : A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, **419(6903)**.
- Keszthelyi, L., A. Harris, and J. Dehn, 2003 : Observations of the effect of wind on the cooling of active lava flows. *Journal of Geophysical Research*, **SDE 4-1**.
- Kling, G., et al., 1987 : The 1986 lake nyos gas disaster in cameroon, west africa. *Science*, **236**.
- Klingelhofer, F., M. Hort, H.-J. Kumpel, and H.-U. Schemincke, 1999 : Constraints on the formation of submarine lava flows from numerical model calculations. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, **92**.
- Krug, E. and C. Frink, 1983 : Acid rain on acid soil : a new perspective. *Science*.
- Kulshrestha, U., M. Kulshrestha, R. Sekar, G. Sastry, and M. Vairamani, 2003 : Chemical characteristics of rainwater at an urban site of south-central india. *Atmospheric Environment*.
- Lafore, J., et al., 1998 : The meso-nh atmospheric simulation system. part i : adiabatic formulation and control simulations. *ang*, **16**, 90–109.
- Le Moigne, P., 2009 : Surfex scientific documentation (surfex v5 - issue nr.1–may 11, 2009). Available at <http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/>.
- Leriche, M., J. Pinty, C. Mari, and D. Gazen, 2013 : A cloud chemistry module for the 3-d cloud-resolving mesoscale model meso-nh with application to idealized cases. *Geosci. Model Dev.*, **6**, 1275–1298.
- Leriche, M., D. Voisin, N. Chaumerliac, A. Monod, and B. Aumont, 2000 : A model for tropospheric multiphase chemistry : application to one cloudy event during the cime experiment. *Atmos. Environ.*, **34**, 5015–5036.
- Lesouef, D., 2010 : Etude numérique des circulations locales à la réunion : application à la dispersion de polluants. *Thèse*.

- Liu, Y., 2011 : Etudes des impacts de la réactivité en phase aqueuse atmosphérique sur la formation et le vieillissement des aérosols organiques secondaires sous conditions simulées. *Thèse*.
- Longo, B., 2009 : The kilauea volcano adult health study. *Journal of Toxicology and Environmental Health*.
- Longo, B., W. Yang, J. Green, F. Crosby, and V. Crosby, 2008 : Acute health effects associated with exposure to volcanic air pollution (vog) from increased activity at kilauea volcano in 2008. *Journal of Toxicology and Environmental Health*.
- Mannino, D., S. Ruben, F. Holschuh, T. Holschuh, M. Wilson, and T. Holschuh, 1996 : Emergency department visits and hospitalizations for respiratory disease on the island of hawaii. *Hawaii Med. J.*, **55**.
- Masson, V., 2000 : A physically-based scheme for the urban energy balance in atmospheric models. *blm*, **94**, 357–397.
- Mather, T. A., D. M. Pyle, and C. Oppenheimer, 2003 : Tropospheric volcanic aerosol. in volcanism and the earth's atmosphere. *Geophysical Monograph*.
- McCornick, M.-P., L.-W. Thomason, and C.-R. Trepte, 1995 : Atmospheric effects of the mt pinatubo eruption. *Nature*, **373**.
- Ministère de l'Aménagement du territoire et de l'Environnement, ., 1989 : Procédures et réglementations applicables aux risques technologiques et naturels majeurs. *Procerisq*.
- Mlawer, E. J., S. Taubman, P. Brown, M. Iacono, and S. Clough, 1997 : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102D**.
- Mokhtari, M., L. Gomes, P. Tulet, and T. Rezoug, 2012 : Importance of the surface size distribution of erodible material : an improvement on the dust entrainment and deposition (dead) model. *Geosci. Model Dev.*, **5**, doi :10.5194/gmd-5-581.
- Morner, N. and G. Etiope, 2002 : Carbon degassing from the lithosphere. *Global and Plan. Change*, **33**, 185–203.
- Mégie, G., 1996 : Ozone et propriétés oxydantes de la troposphère. *La Météorologie 8e série*, in press.
- Nahon, D., 2008 : Epuisement de la terre : L'enjeu du xxie siècle. *Odile Jacob sciences*.
- Nelson, S. and K. Sewake, 2008 : Volcanic emissions injury to plant foliage. *Department of Plant and Environmental Protection Sciences, University of Hawaii*, **47**.
- Noilhan, J. and J. Mahfouf, 1996 : The isba land surface parameterization scheme. *Global and Plan. Change*, **13**, 145–159.
- Oppenheimer, C., 1991 : Lava flow cooling estimated from landsat thematic mapper infrared data : the lonquimay eruption (chile, 1989). *Journal of Geophysical Research*, **96**.

- Oppenheimer, C., 2003 : Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption : Tambora volcano (indonesia) 1815. *Progress in Physical Geography*, **27**.
- Overrein, L., H. Seip, and A. Tollan, 1980 : Acid precipitation effects on forest and fish. *SNSF-project*.
- Ozsvath, D., 2009 : Fluoride and environmental health : a review. *Reviews in Environmental Science and Bio/Technology*.
- Pelinovsky, E., N. Zahibo, P. Dunkley, M. Edmonds, R. Herd, T. Talipova, A. Kozelkov, and I. Nikolkina, 2004 : Tsunami generated by the volcano eruption on july 12-13, 2003 at montserrat, lesser antilles. *Science of Tsunami Hazards*, **22**.
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreur, 2009 : A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-Layer Meteorology*, **132**.
- Pinty, J.-P. and P. Jabouille, 1998 : A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations, paper presented at conference of cloud physics.
- Pollack, J.-B., O.-B. Toon, E.-F. Danielsen, H. D.-J., and J.-M. Rosen, 1983 : The el chichon volcanic cloud - an introduction. *Geophys. Res. lett.*, **10**.
- Quareni, F., A. Tallarico, and M. Dragoni, 2004 : Modeling of the steady state temperature field in lava flow levees. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, **132**.
- Rajab, J., M. Z. MatJafri, H. S. Lim, and K. Abdullah, 2009 : Satellite mapping of co2 emission from forest fires in indonesia using airs measurements. *Universiti Sains Malaysia*.
- Ricklefs, R. and G. Miller, 2005 : Ecology. *Boeck Supérieur*.
- Roberts, T., C. Braban, R. Martin, C. Oppenheimer, J. Adams, R. Cox, R. Jones, and P. Griffiths, 2009 : Modelling reactive halogen formation and ozone depletion in volcanic plumes. *Chemical Geology*.
- Robock, A., 2000 : Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.*, **38**.
- Robock, A., 2002 : Pinatubo eruption - the climatic aftermath. *Science*, **295**.
- Rodhe, H., 1982 : Precipitation scavenging and tropospheric mixing. in precipitation scavenging, dry deposition and resuspension. *Elsevier. Proceedings of the Fourth International Conference, Santa Monica, California*.
- Rosi, M., P. Papale, L. Lupi, and M. Stoppato, 1999 : Guide des volcans, 100 volcans actifs à travers le monde, collection les guides pratiques du naturaliste. *Delachaux et Niestlé*.
- Rothermel, R., 1983 : How to predict the spread and intensity of forest and range fires. *Gen. Tech. Rep.*

- Saint-Ange, S., 2009 : La sédimentation volcanoclastique en contexte de point chaud (île de la Réunion, océan indien). *Thèse*.
- Salgado, R. and P. Le Moigne, 2010 : Coupling of the flake model to the surfex externalized surface model. *Boreal Env. Res.*, **15**.
- Schimel, D. and D. Baker, 2002 : Carbon cycle : The wildfire factor. *Nature*.
- Schwartz, S., 1986 : Mass-transport considerations pertinent to aqueous phase reactions of gases in liquid water clouds. *Springer*.
- Seifert, P., et al., 2011 : Ice formation in ash-influenced clouds after the eruption of the Eyjafjallajökull volcano in April 2010. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **116** (D20), n/a–n/a, doi:10.1029/2011JD015702, URL <http://dx.doi.org/10.1029/2011JD015702>, d00U04.
- Seinfeld, J. and S. Pandis, 2006 : Atmospheric chemistry and physics : From air pollution to climate change. *Wiley*.
- Self, S., Zhao, Jing-Xia, R. Holasek, R. Torres, and A. King, 1996 : The atmospheric impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption. *Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (eds.), 1996, Fire and mud : Eruptions and lahars of Mt. Pinatubo, Philippines, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle*.
- Sigurdsson, H., B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, and J. Stix, 2015 : The encyclopedia of volcanoes. *Elsevier*.
- Solomon, S., 1999 : Stratospheric ozone depletion : A review of concepts and history. *Rev. Geophys.*, **37**.
- Sparks, R., 2003 : Forecasting volcanic eruptions. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **210**, 1–15.
- Spataro, W., 2010 : The latest release of the lava flows simulation model Sciara : First application to Mt. Etna (Italy) and solution of the anisotropic flow direction problem on an ideal surface. *Procedia Computer Science*, **1** (1), 17 – 26, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.procs.2010.04.004>, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1877050910000050>, {ICCS} 2010.
- Sportisse, B., 2008 : Pollution atmosphérique. des processus à la modélisation, collection ingénierie et développement durable. *Springer*.
- Staudacher, T., V. Ferrazzini, A. Peltier, P. Kowalski, P. Boissier, and al, 2009 : The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion island, Indian Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Stenchikov, G., A. Robock, V. Ramaswamy, S. M.D., K. Hamilton, and S. Ramachandran, 2002 : Arctic oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption : Effects of volcanic aerosols and ozone depletion. *Journal of Geophysical Research*.

- Strada, S., S. Freitas, C. Mari, L. K.M., and R. Paugam, 2013 : One dimensional simulation of fire injection heights in contrasted meteorological scenarios with prm and meso-nh models. *Geosci. Model Dev.*, **6**.
- Suhre, K., et al., 1998 : Physico-chemical modeling of the first aerosol characterization experiment (ace 1) lagrangian b, 1. a moving column approach. *Journal of Geophysical Research*, **103**.
- Sutton, A. and T. Elias, 1993 : Volcanic gases create air pollution on the island of hawai'i. *U.S. Geological Survey Earthquakes and Volcanoes*, **24**.
- Thordarson, T. and S. Self, 2003 : Atmospheric and environmental effects of the 1783-1784 laki eruption. *Journal of Geophysical Research*, **108**.
- Tulet, P., V. Crassier, F. Cousin, K. Suhre, and R. Rosset, 2005 : Orilam, a three moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model, on-line coupling into the mesonh-c model and validation on the escompte campaign. *Journal of Geophysical Research*, **110**, doi :10.1029/2004JD005716.
- Tulet, P., V. Crassier, F. Solmon, D. Guedalia, and R. Rosset, 2003 : Description of the mesoscale nonhydrostatic chemistry model and application to a transboundary pollution episode between northern france and southern england. *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi :10.1029/2000JD000301.
- Tulet, P. and N. Villeneuve, 2010 : Large scale modeling of the transport, the chemical transformation and the mass budget of the sulfur emitted during the eruption of april 2007 by the piton de la fournaise. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **10**, doi : 10.5194/acpd-10-21357-2010.
- Villeneuve, N., D. R. Neuville, P. Boivin, P. Bachèlery, and P. Richet, 2008 : Magma crystallization and viscosity : A study of molten basalts from the piton de la fournaise volcano (la réunion island). *Chemical Geology*, **256 (3–4)**, 242 – 251, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.06.039>, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254108002635>, 8th Silicate Melt Workshop.
- Wesely, M., 1989 : Parametrizations of surface resistance to gaseous dry deposition in regional scale, numerical models. *Journal of the Air Pollution Control Association*.
- Wesely, M. and B. Hicks, 1977 : Some factors that affect the deposition rates of sulfur dioxide and similar gases on vegetation. *Journal of the Air Pollution Control Association*, **27 (11)**, 1110–1116, doi :10.1080/00022470.1977.10470534, URL <http://dx.doi.org/10.1080/00022470.1977.10470534>, <http://dx.doi.org/10.1080/00022470.1977.10470534>.
- Whelpdale, D., P. Summers, and E. Sanhueza, 1997 : A global overview of atmospheric acid deposition fluxes. *Environ. Monit. Assess*, **48**, 217–247.
- Whiteman, D., 1990 : Observations of thermally developed wind systems in mountainous terrain. *Atmospheric Processes over Complex Terrain, Meteor. Monogr.*, **45**, 5–42.

- Willinger, M., M. AliBchir, and C. Heitz, 2013 : Risk and time preferences under the threat of background risk : a case-study of lahars risk in central java. *Lameta, Université de Montpellier*.
- Xian, P. and R. Miller, 2008 : Abrupt seasonal migration of the itcz into the summer hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1878–1895.
- Yi, S.-M., T. Holsen, X. Zhiu, and K. Noll, 1997 : Sulfate dry deposition measured with a water surface sampler : A comparison to modeled results. *Journal of Geophysical Research*.
- Yuan, T., L. Remer, K. Pickering, and H. Yu, 2011a : Observational evidence of aerosol enhancement of lightning activity and convective invigoration. *Geophys.Res.Lett.*, **38**, doi :1029/2010/GL046052.
- Yuan, T., L. Remer, and H. Yu, 2011b : Microphysical, macrophysical, and radiative signatures of volcanic aerosols in trade wind cumulus observed by the a-train. *Atmos.Chem.Phys*, **11**, 7119–7132, doi :0.5194/acp-11-7119-2011.

Abstract

Le dioxyde de soufre (SO_2) est un des principaux gaz émis lors des éruptions volcaniques. Au Piton de la Fournaise (La Réunion) environ 230 kT de SO_2 ont été libérés pour la seule éruption d'avril 2007. Ces émissions ont provoqué d'importants problèmes sanitaires associés à des dégradations des infrastructures et des écosystèmes. Les mesures de SO_2 réalisées par l'ORA ont relevé des concentrations supérieures aux seuils critiques pour la santé mais pas aux périodes où l'éruption était la plus intense. L'étude consiste à utiliser le modèle méso-échelle atmosphérique Meso-NH pour simuler le transport de SO_2 entre le 2 et le 7 avril, avec une attention portée sur l'influence des flux de chaleur provenant des coulées de lave. Trois domaines sont imbriqués de 2 km à 100m de résolution horizontale. Cette étude de modélisation couple simultanément (i) la dynamique atmosphérique de méso-échelle Meso-NH, (ii) un module de chimie en phase gazeuse et phase aqueuse, et (iii) un modèle de surface simulant une propagation de coulée de lave. Tous les flux (chaleur, vapeur, SO_2 , CO_2 et HCl) sont déclenchés en ligne et sont fonction de la dynamique du front de propagation. Nos simulations reproduisent les observations des concentrations en surface de SO_2 pour cette période et diverses analyses de sensibilité montrent que la distribution de soufre a été principalement contrôlée par le flux de chaleur de lave. Les dernières simulations incluent la modélisation du panache de vapeur d'eau lors de l'entrée de la lave en mer. Enfin, deux tests de sensibilités ont été réalisés sur la journée du 5 avril afin d'analyser les interactions dynamiques entre les différentes convections : au cratère et au dessus de la lave (flux de chaleur sensible) et lors de l'entrée de la lave en mer (flux de chaleur latente).

Sulphur dioxide (SO_2) is one of the main gases emitted during volcanic eruptions. The Reunion Island experienced its biggest eruption of Piton de la Fournaise Volcano during April 2007 and this event degassed more than 230 kt of SO_2 . These emissions led to important health issues, accompanied by environmental and infrastructure degradations. SO_2 measurements made by the ORA noted higher concentrations than the critical threshold for health but not to periods when the eruption was the most intense. Our study is to use the atmospheric mesoscale model Meso-NH to simulate the transport of SO_2 between 2 and 7 April, with a focus on the influence of heat flow from lava flows. Three domains are nested from 2km to 100m of horizontal resolution. This modeling study couples simultaneously (i) atmospheric dynamics of mesoscale Meso-NH, (ii) a chemistry module in the gas phase and aqueous phase, and (iii) a surface model simulating a lava flow spread. All flow (heat, vapor, SO_2 , CO_2 and HCl) are triggered online and are function of the dynamics of the propagation front. Our simulations reproduce the observations of surface concentrations of SO_2 for that period and various sensitivity analyzes show that the sulfur distribution was mainly controlled by the lava heat flow. The latest simulations include the modeling of the Laze plume when the lava meet the sea. Finally, two sensitivity tests were performed on the day of April 5 to analyze the dynamic interactions between convections : the crater and over the lava (sensible heat flux) and at the entry of lava into the sea (latent heat flux).